



TITLE:

漂砂の動態に基づく砂浜海岸の特性とその変遷に関する研究(Dissertation\_全文)

AUTHOR(S):

芝野, 照夫

---

CITATION:

芝野, 照夫. 漂砂の動態に基づく砂浜海岸の特性とその変遷に関する研究. 京都大学, 1985, 工学博士

ISSUE DATE:

1985-07-23

URL:

<https://doi.org/10.14989/doctor.r5665>

RIGHT:

**漂砂の動態に基づく砂浜海岸の特性と  
その変遷に関する研究**

昭和60年2月

芝 野 照 夫

# 漂砂の動態に基づく砂浜海岸の特性と その変遷に関する研究

昭和60年2月

芝 野 照 夫

# 目 次

1. 緒 論 .....	1
2. 海岸変形に及ぼす外力の長期変動とその地域特性に関する研究 .....	4
2.1 概 説 .....	4
2.2 潮位の長期変動と地域分布 .....	5
2.2.1 地質時代における海面変動 .....	5
2.2.2 潮位変化と地盤沈下 .....	9
2.2.3 潮位の地域分布および季節変化 .....	13
2.3 海岸波浪の地域特性と季節変化 .....	19
2.3.1 海岸波浪の地域特性 .....	19
2.3.2 海岸波浪の季節変化 .....	22
2.4 高波浪の出現頻度の長期変動 .....	23
2.4.1 波浪災害史にみられる高波浪の来襲の実態 .....	24
2.4.2 樹木年輪を指標とした高波浪来襲の追算 .....	29
2.5 結 語 .....	37
3. 砂浜海岸の分類とその特性に関する研究 .....	42
3.1 概 説 .....	42
3.2 海岸地形の分類 .....	44
3.2.1 岩石海岸 .....	46
3.2.2 崖 海 岸 .....	49
3.2.3 砂浜海岸 .....	52
3.3 漂砂の動態に基づく砂浜海岸の分類 .....	55
3.3.1 地形分類と漂砂系 .....	56
3.3.2 漂砂海岸の分類 .....	60
3.3.3 漂砂海岸における海浜変形のパターン .....	67
3.4 砂浜海岸の形状特性 .....	68
3.4.1 砂浜海岸の平面形状特性 .....	69
3.4.2 安定な砂浜海岸の平面形状特性 .....	80
3.4.3 砂浜海岸の断面形状特性 .....	85
3.5 砂浜海岸の底質特性 .....	94



3.5.1	閉漂砂海岸における底質特性	95
3.5.2	擬閉漂砂海岸における底質特性	106
3.5.3	開漂砂海岸における底質特性	108
3.5.4	底質特性と海浜形状との関係	115
3.6.	安定海浜の形成過程	123
3.6.1	実験装置および方法	123
3.6.2	静的に安定な海浜の形成過程	124
3.6.3	動的に安定な海浜の形成過程	131
3.6.4	安定な海浜の形成条件	133
3.7	結 語	136
4.	砂浜海岸の変遷と変動に関する実証的研究	144
4.1	概 説	144
4.2	閉漂砂海岸の変遷と変動	145
4.2.1	和歌山県白良浜	145
4.2.2	山口県室積海岸	161
4.2.3	琵琶湖西岸および萩の浜	175
4.2.4	閉漂砂海岸の特性	221
4.3	擬閉漂砂海岸の変遷と変動	225
4.3.1	来襲波浪の特性	226
4.3.2	沿岸漂砂の不均衡をもたらす構造物の築造	227
4.3.3	海岸地形の変遷	230
4.3.4	底質特性の沿岸方向分布	236
4.3.5	波浪エネルギーフラックスと海岸変形	236
4.4	開漂砂海岸の変遷と変動	240
4.4.1	来襲波浪の特性	242
4.4.2	海岸地形の変遷	243
4.4.3	沿岸漂砂量の推定	261
4.4.4	宮崎漁港東海岸における海浜変形の予測	268
4.4.5	黒部海岸における海浜変形の予測	274
4.5	結 語	275
5.	結 論	281

# 1. 緒 論

わが国は、その海岸線の総延長が約 34,000 km にも及び、海岸線 1 km 当りの国土面積が約 11 km<sup>2</sup> であり、世界でも有数の長い海岸線をもつ狭長な国土から成っている。このように国土面積に比して長い海岸線をもつことは、複雑で屈曲の著しい海岸地形であることを表わしている。さらに、わが国土が環太平洋に位置し、地理学的にも、また気象学的にも自然のきびしい外力の作用をうけること、山地面積が多いこと、狭小な沿岸域に人口・産業が集中していること等から、それらの自然の外力に対して適切な防護形態をとって海岸防災に当らなければならない宿命にある。その外力としては、台風による高潮とそれに伴う高波浪、冬季節風による高波浪のほか、わが国土の形成に関連して海中地震に伴う津波などが主たるもので、それらの来襲によってこれまで沿岸域では、幾度か潰滅的な海岸災害を蒙ってきたことは周知のとおりである<sup>1),2)</sup>。

第 2 次大戦後の度重なる海岸災害の発生を契機として、昭和 31 年に海岸法<sup>3)</sup> が制定されたが、その目的は、その中に、『津波、高潮、波浪その他海水または地盤の変動による被害から海岸を防護し、もって国土の保全に資する』と明記されている。ここに記されている海岸災害の中でも、海岸侵食は、国土の欠壊をもたらし、そのため海岸の保全に多大な経費と学力を費してきたが、なお多くの課題を残し、かつ基本的な解決すべき問題が顕在化しつつあるのが現状であるといつてよいであろう。

近年、自然環境の変化、すなわち河川流域の開発に伴って河川からの流送土砂が減少し、漂砂源が急速に変化してきたのに加えて、海岸域では高度な土地利用に伴い、各種の海岸・港湾構造物が築造され、多くの海岸で漂砂の連続性が断れ、またその不均衡が起ってきている。これらによって、各地で海岸侵食が激化し、また侵食を助長させてきている<sup>4),5)</sup>。従来、海岸侵食対策として海岸堤防、護岸などによる防止策がとられてきたが、砂浜の狭小化に伴う堤防への波の打寄せにより、前面海浜の消失や洗掘が加速され、海岸堤防が倒壊した例が少なくない。この侵食対策のための海岸構造物の築造によって、かえって海岸侵食が助長されてきている実例が多いと指摘されている<sup>6),7)</sup>。

また、海岸侵食対策工法として各地の海岸で数多くの離岸堤が設置され、現在その数は約 1,600 基にも及んでいる。この離岸堤工法は、その背後に堆砂に伴うトンボロ地形の形成をうながすので、かなりよい効果をあげてきており、海岸侵食対策の救世主ともいえる存在である。この工法の目的としては、上述した堆砂やトンボロの発達他に消波および波浪減衰効果があるが、これまで経験的に築造されたものも多く、古いものは明治末期から大正年間に築造されたものもあると述べられている<sup>6)</sup>。海岸侵食に対して有効な効果をあげてきた離岸堤工法は、沿岸漂砂を完全に阻止するため、下手側海岸の欠壊がより下手側へと波及していくので、最近ではこの離岸堤が海岸全域に設置されている場合も少なくない。したがって沖側に対する景観上の問題と同時に、離岸堤群による反射波によって起こる漁業上の支障などの問題が提起されてきている。また、離岸堤の維持管理面においては、反射波の発生によって前面水深が増大し、堤体の沈下、散乱が生じるので、維持補修に多大の経費を余儀なくされてきている。この

ような現状において、ようやく、建設省、運輸省、農林水産省など<sup>8),9)</sup>では、海岸を社会資本を構成する要素として位置づけ、21世紀の経済社会に対応する超長期的視点に立った海岸整備の観点から、海岸を沿岸部のみならず、沖合部を含んだ広域的な領域としてとらえることとし、従来のように海岸堤防などで防護する線的防護方式から、とくに海浜部では、その整備を基本とした複数の施設の総合的な機能によって砂浜を保全、育生して、快適な海岸環境を創出しようとする、いわゆる面的防護方式を打出している。その具体的な方策の1つとしては、砂浜の有効な消波機能を活用し、さらに漂砂の連続性を確保するような工法、たとえば海岸保全に対処するサンドバイパス工法<sup>10)</sup>も積極的にとりあげるようになったことは、昨今の海岸侵食の激化と沿岸域の高度利用の現状において、わが国の海岸保全のあり方を考えるとき、1つの新しい方向を打出したものとして評価されるべきであろう<sup>11)</sup>。

海岸に来襲する波浪をはじめとする外力の長期にわたる作用の結果として出現した海岸は、それらの外力の作用によっていろいろと変化してきたであろうが、一般にはその過程も外力に対して常に安定な方向に落ち着こうとする場合が少なくない。一般に自然海浜はできるだけ安定な状態に近づこうとするので、そこに安定な砂浜海岸が構成されるものと考えられる。したがって、Silvester<sup>12)</sup>の“*How to copy nature*”の言葉のように、その特性を究明して、それを規範とすることができれば、それは最も外力に適応した砂浜海岸の取扱い方が可能となるであろう。しかし、人類が生存する上で、その生活圏を確保し、拡大するために、多かれ少なかれ各種の構造物を築造して自然を開発してきたが、その行為が海岸に対して種々の作用を及ぼし、そのために海岸変形が余儀なく起こってきた。海岸を保全し、よりよい生活の基盤を確保するためには、海浜過程とくに砂浜海岸の特性とその変遷の実態を究明し、海浜変形の将来予測の精度向上に資する研究が必要とされる。

本論文では、自然の砂浜海岸を取扱いの規範とする立場から、漂砂の動態に基づいて海岸を分類し、それによる砂浜海岸の特性を明らかにするとともに、多くの実際海岸についての現地調査の結果から、これらの海岸の変遷とその変動の実態を究明する。以下、本研究の目的と内容を各章ごとに概説すれば、次のとおりである。

まず、2においては、最も海岸地形の形成と変化に大きな影響を与える外力として、潮位の長期変化と来襲波浪について検討する。とくに、前者については、わが国の海岸地形の骨格を形成した地質時代からの長期的な海面の変化、すなわち海水準の長期変動に加えて、最近の潮位変化について考察する。また、来襲波浪については、その地域特性と季節変化を論じた後、海岸変形をもたらす高波浪の来襲特性について、十分長い期間を対象として考察すべきことから、波浪災害史に基づいて波浪の来襲頻度を明らかにする。それと同時に、海岸防風林の年輪成長量を指標として、波浪観測が実施される以前における高波浪の来襲を追算し、これらから過去約90年間における高波浪の出現頻度特性を明らかにする。

3においては、漂砂の動態に基づいて砂浜海岸を閉漂砂海岸、擬閉漂砂海岸および開漂砂海岸の3つに分類し、それぞれの海岸の特性を明らかにする。その場合、砂浜海岸の平面形状についてはその一般化を行い、海浜断面形状については来襲波浪特性との関係から考察する。さらに、砂浜海岸の底質特性を海浜および波浪特性と関連づけて明らかにするとともに、漂砂の動態を考慮して安定な海浜の形成に関する実験的研究を行い、安定な海浜の形状特性とその形成過程を究明する。

4.においては、漂砂の動態に基づいて分類した3つの砂浜海岸について、それぞれ実際海岸の調査結果に基づいて、それらの変遷と変動の実態を実証的に考察する。まず、閉漂砂海岸として、漂砂源が存在しないか、消滅してしまった海岸として、和歌山県白良浜および山口県室積砂海岸を取りあげる。また、広域的に漂砂の保存系を形成していると考えられる琵琶湖の、1つの漂砂系をもつ萩の浜を取りあげ変遷の実態とともに、その変動の特性を解明する。擬閉漂砂海岸としては、新潟県直江津・大潟海岸を取りあげ、歴史的な海岸地形の変遷とともに、港湾構造物の築造に伴って擬閉漂砂海岸に移行してきた原因とその過程を明らかにする。さらに、開漂砂海岸としては、沿岸漂砂が一方向的に存在し、かつその海域から流失する可能性がある海岸侵食の著しい富山県下新川海岸の変遷の実態とその変動特性について、歴史的な海岸地形の変遷とともに、港湾・海岸構造物の築造が海岸侵食に与えてきた影響も含めて考察し、この種の海岸の特性を究明する。

最後に、5.においては、得られた成果を要約して結論とする。

## 参 考 文 献

- 1) 例えば、伊藤重信編：輪中と高潮 — 伊勢湾台風の記録 — ，三重県郷土資料刊行会，1982.
- 2) 例えば、チリ津波合同調査班：1960年5月24日チリ地震津波に関する論文及び報告，丸善株式会社，1961.
- 3) 運輸省港湾局編：港湾関係例規集，東京法令出版株式会社，1976，pp.2001－2116.
- 4) 自然災害科学総合研究班：土砂の流送・運搬に伴う自然環境変化に関する研究，文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果（研究代表者石原藤次郎），1975.
- 5) 土屋義人：海岸線を守る技術とその考え方，土木学会誌，Vol. 65，No.2，1980，pp.2－8.
- 6) 豊島 修：現場のための海岸工学 侵食編，森北出版株式会社，1972，pp.1－8，122－142.
- 7) 榎木 亨：漂砂と海岸侵食，森北出版株式会社，1982，pp.1－13
- 8) 大河原 満：海岸事業の課題と展望，海岸，第23号，1983，pp.1－7.
- 9) 中山靖之：海岸行政の新たな展開のために — シリーズ“面的防護方式の課題”の連載開始に当たって — ，みなとの防災，第77号，1983，pp.19－26.
- 10) 斉藤雄三郎・岸田弘之：沿岸漂砂の連続性確保のための方策について（総論），海岸，第24号，1984，pp.110－115.
- 11) 土屋義人：海岸侵食制御試論，海岸，No. 24，1984，pp.100－109.
- 12) Silvester, R.: A new look at beach erosion control，京都大学防災研究所年報，第22号A，1979，pp.19－31.



## 2. 海岸変形に及ぼす外力の長期変動とその地域特性に関する研究

### 2.1 概 説

わが国は海に囲まれ、古来より海の恩恵を享受するとともに、その猛威には少なからずなやまされてきた。とくに、沖積地からなる沿岸地域は従来から白砂青松の地として、水産業に利用されてきたが、近年では工業生産の場として埋立てられ、わが国の近代化とともに開発、発展してきたことは周知のとおりである。

わが国は国土面積が約37万km<sup>2</sup>と狭小にもかかわらず、その海岸線総延長は約3.4万km<sup>1)</sup>にもおよんでおり、国土面積に対する海岸線の長さは世界でも有数のものである。これは、わが国が複雑で屈曲に富んだ海岸線を有することを示しており、三陸沿岸、熊野灘沿岸などの海岸は地形学上、リアス式海岸<sup>2),3)</sup>と呼ばれ、山地が直接海に迫る海岸であって、このような地形の海岸が多く見られることによるものであり、さらに近年では臨海地帯の開発によっても海岸線を複雑にしているといわなければならないであろう。

一方、わが国はアジア大陸の東縁に位置し、しかも太平洋造山帯に属する島嶼であることから、気候学的には偏西風域帯に位置するとともに、火山活動ならびに地殻変動の激しいところである。このことから、冬期には季節風および夏期には台風がしばしば来襲し、それらに伴う高波浪の来襲によって毎年のごとく波浪災害が発生して、わが国沿岸部に潰滅的な被害を与えてきた。また、火山活動や、とくに地殻変動に伴う地震は沿岸部に津波災害を発生させるとともに、地盤の上昇・下降をもたらし、わが国の海岸線を形づくる主要因のひとつになっている<sup>4)</sup>。

以上のように、わが国土はこれら自然の脅威の所産であるとともに、とくに海岸線近傍は主たる外力である来襲波浪や潮汐および地殻の変動があい対しているところといえよう。その結果、海岸線近傍の地形は、このような外力によって、当然のことながら変化するが、ここでは地殻変動、すなわち地盤の隆起や沈降に伴う海岸地形の変化は、陸地と海面の相対的な関係、すなわち地盤の変化による海水面の変化と海水面の変化に伴う海岸線の前進・後退を含めることとし、最も海岸変形に大きな影響を与えると考えられる潮位の変化と来襲波浪について考察するものである。

2では、まず2.2において、わが国の海岸地形の骨格を形づくった地質時代の長期的な海面の変化、すなわち海水準の変動を地殻変動との関係をも含めて概説し、また最近の潮位観測開始以降における潮位の地域分布と変動を述べる。ついで、2.3においては、海岸変形に大きく影響する海岸波浪について、その地域特性と季節変化を明らかにする。さらに、2.4においては、海岸変形をもたらす高波浪の来襲について、十分長期間を対象として考察する立場に立って、波浪災害史の面からその来襲を明らかにするとともに、海岸防風林の年輪成長量を指標として、波浪観測の実施される以前における高波浪の追算を行うものである。

## 2.2 潮位の長期変動と地域分布

平均海面の変動，すなわち潮位の変化はこれまで次のような2つの方向から研究が進められてきた。

まず，第1は海況変動の情報を得るための海洋学的な立場<sup>5)</sup>と第2には，土地の絶対的または相対的な鉛直変動を明らかにするための，測地学的な立場<sup>6)</sup>である。

ここでは，海洋学的な立場ではなく，海岸に作用する外力の1つとして潮位の変化を取扱うことにする。海岸線の位置は海面と陸上地形の相対的な関係によって定まるものであり，後述する海岸侵食も海面の上昇とそれに付加される波浪の作用によって，大きく影響されるものである。とくに，海面の変動は図-2.2.1に示すように大きく3つの時間スケールに区分される。まず，第1は地質学的スケール，第2は季節及び年スケールおよび第3は高潮災害の発生などに見られる非常に短期間のスケールである。

ここでは，時間スケールの相違による海面の変動について概観することとする。

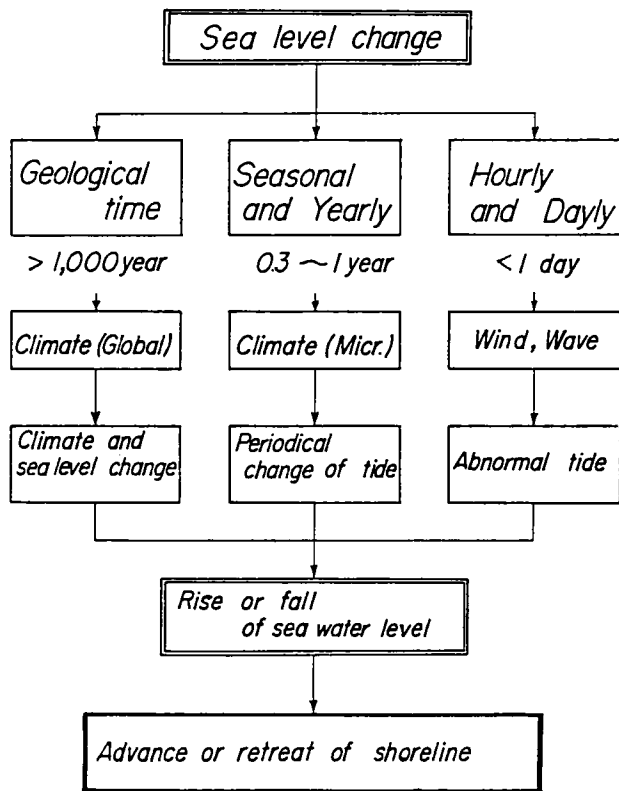


図-2.2.1 海面変動の時間スケール

### 2.2.1 地質時代における海面変動

地質時代における平均海面の変動については，これまで数多くの研究が行われてきており，気候変動や地殻変動に伴う地質学および地形学の分野で多くの成果が発表されている<sup>7)</sup>。

地形学の分野では，第4紀の海面変動のうち，過去1万年から2万年に至る最後の氷期以降の研究が活発に行われてきており，この時期の著しい海面の上昇に伴う海進を，外国ではHolocene transgressionあるいはFlandrian transgression，わが国では沖積世海進，縄文海進などと呼んでいる<sup>8),9)</sup>。しかし，わが国のように造山帯に位置し，地殻変動の激しいところでは，海面変動と地殻変動のそれぞれを分離して考えることは実際上不可能であって，歴史的な観点からは，それらの相互作用としての陸地に対する相対的な海面変動が研究されてきたのが現状である。

また，海面の変動をもたらす原因は，次のような2つに分けることができる。まず，第1はテクトニックな変動（Tectonic movement）である。これは海面と関係なく陸地のみが上昇または沈下するこ

とによって、相対的に海面が低下あるいは上昇するとしたものである。第2はユースタティックな変動（Eustatic movement）であって、海面のみの低下・上昇によるものである。このユースタティックな変動は、海底に陸地からの物質が供給されて堆積することによって、海底容積の必然的な減少から海面の上昇が生じること、気候の温暖化に伴って陸地を覆っていた氷河や大陸氷床の融解によって海面の上昇をもたらすか、あるいは海面の低下が海底の広範囲な陥没や大規模な氷河の形成に原因するものと考えられている。これら海面変動をもたらす原因のうちで、もっとも重要なものは、第4紀の気候変動に代表される氷期と間氷期のくりかえし、すなわち第2のユースタティックな変動によるものである。約2,000万年と言われる第4紀には4回の氷期があり、それぞれGunz, Mindel, Riss およびWürm氷期と呼ばれているが、それら氷期の間は間氷期であって、氷期と間氷期の海面差は100m以上に及んだと言われている。現在はいっとも新しいWürm氷期（約20,000B.P.）後の間氷期に属しており、後氷期とも一般に呼ばれ、高海面の時代であるとされている。

図-2.2.2はFairbridge<sup>10)</sup>によって描かれた第4紀における海面変動と気候変動を示すもので、図中の海面および気温の低下したところは氷期に対応している。つまり、気温の低下に伴って地球上の水の一部は氷河や大陸氷床の形成、発達についやされ、その結果海面の低下をもたらしたものである。一方、気温が上昇し、温暖な気候が続いた間氷期には、氷期に発達した氷河や大陸氷床の融解によって流出した水が海に流れ込み、その結果として海面が上昇する。これら海面の上昇および低下と波浪などの外力に対応して地形が形成され、現在海岸付近に見られる段丘、ビーチテラスあるいは大陸棚も海面変動に伴う侵食地形と考えられている。

また、図-2.2.2に見られるWürm氷期以後から現在に至る海面の上昇期は、前述のようにFlandrian海進期と呼ばれ、約100m以上の海面の上昇が知られているが、この期間の海面変動を示したものが図-2.2.3である。なお、図中にはShepard<sup>11)</sup>がアメリカ沿岸で調査した結果をも示しているが、Shepardの曲線はFairbridgeのそれに比べて、現在の海水準がもっとも高いものと仮定していること、さらにFlandrian海進期の期間中、海面は変動することなく上昇したものとしている。これについて森脇<sup>12)</sup>は、アメリカ

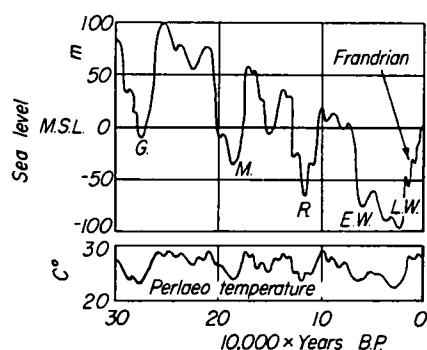


図-2.2.2 第4紀における海面変動と気候変動(Fairbridge<sup>6)</sup>による)

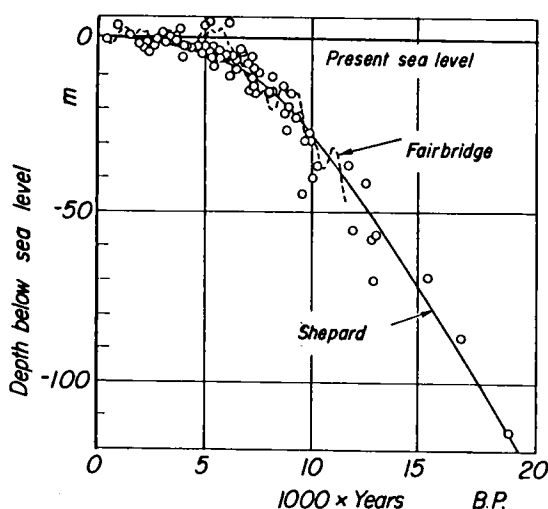


図-2.2.3 Flandrian海進期以降の海面変動

沿岸で地質時代の海面変動の痕跡が得られる地域は大陸氷床の周縁地域に属しており、氷河性アイソスターの影響によって地盤が沈降しつつあって、高海面を示す地形が地盤の沈下によって現在の海面下になっていること、また、調査資料の値を結ぶ曲線の描き方にもあると指摘している。

一方、わが国でこれまで調査された結果も図-2.2.2のFairbridgeの曲線と同様に、海面は小さな上昇、低下をくりかえしながら現在の海面に達したことが数多く報告されている。例えば、吉川<sup>13)</sup>は四国の土佐湾北東岸沿岸において、地殻変動と海面変動の関係を明らかにするため海成段丘の調査を行い、図-2.2.4に示すような結果を得ている。この海成段丘面、すなわち旧汀線の生成は継続的な土地の隆起を考

慮すれば、Fairbridgeの示す海面変動とよく対応しており、地殻変動の激しいわが国においても、気候変動に原因する海面変動が海岸地形の形成に大きく影響していることを示しているといえよう。

また、図-2.2.5はわが国で地形学者によって調査<sup>7), 13) ~ 19)</sup>された地質時代の海面高度を示すもので、地質年代の判定は海面の位置を示す地形や地層中に含まれる炭化物質のラジオカーボン( $C^{14}$ )の測定、あるいは遺跡など考古学的な観点から行われたものである。この図によれば図-2.2.3のFairbridgeの曲線と同様に、小さな上昇・低下の変動をくりかえしながら現在の海面高度に達していることが明らかで

あって、現在より6,000~5,000 B.P.の海面高度は2 m~5 m程度高く、4,000~3,000 B.P.にも1 m~3 m程度高かったものと推定できる。さらに、資料の数は少ないが、1,000 B.P.付近にも、当時の海面は現在のそれに比べて若干高いことが推定される。

以上のように、海面高度の高い時期には、当然のことながら海水は陸地内部へと侵入し、相対的に海岸侵食が生じたものと言ってよいであろう。また、この3回の海面高度が高くなった時期は、それぞれ歴史時代区分にあてはめれば、縄文時代前期、縄文時代後期から弥生時代および平安時代に相当する。さらに、わが国の海面高度の高かった時代の遺跡、すなわち東木<sup>20), 21)</sup>は関東平野低地に散在する貝塚の分布を調査し、当時の海岸線を図-2.2.6のように示している。貝塚の存在は収獲後の運搬や消費の形態から考えて、その近くに海岸線があったものと考えられることから、縄文時代の海進期には現在の河谷に沿ってかなり内陸部まで海岸線が入りこんでいたことを表している。一方、大阪湾沿岸においても

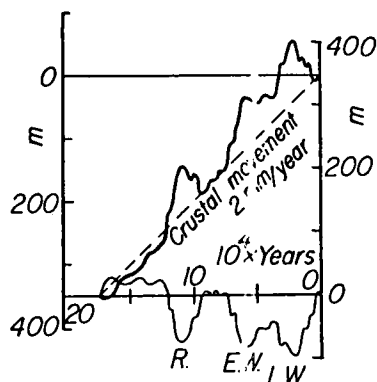


図-2.2.4 土佐湾北東岸における地殻変動と海面変動<sup>9)</sup>

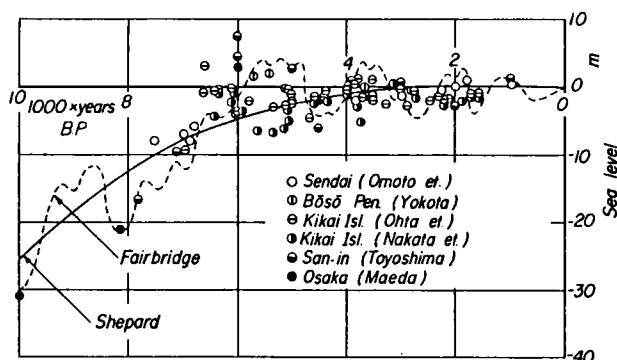


図-2.2.5 わが国における地質時代の海面変動



縄文時代の海進期の海岸線は、現在のそれよりも内陸側に入りこんでおり、前田<sup>19),22)</sup>は大阪湾沿岸における橋脚工事などに伴う潜函内地層の調査によって、図-2.2.7に示すような縄文時代海進期の海岸線を

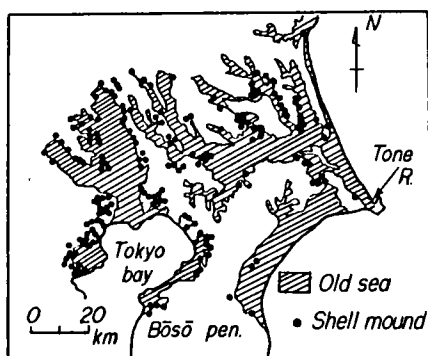


図-2.2.6 関東平野低地における貝塚の分布<sup>20),21)</sup>

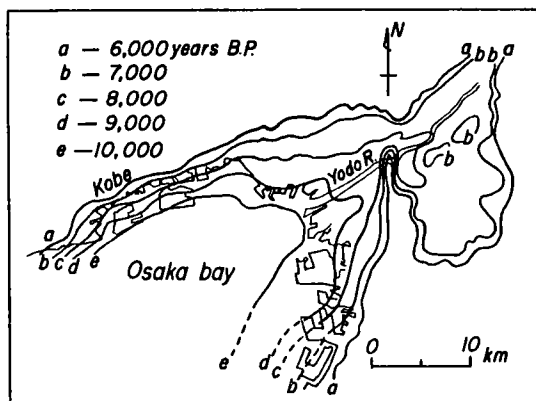


図-2.2.7 大阪湾沿岸における縄文時代海進期の海岸線<sup>19),22)</sup>

を示している。この海面の上昇によって、その最盛期には現在の淀川の河谷沿いに枚方市付近まで海岸線が入りこんでいたものと考えられる。その後、現在に至る海面の低下と河川上流域からの流送土砂によって、前述の関東平野および大阪湾沿岸をはじめとする沖積地はしだいに埋積され、海岸線も現在のところに位置するようになったものであろう。

例えば、東京湾沿岸のうち隅田川から品川に至る海岸線について、正井<sup>23)</sup>は図-2.2.8に示すように1460年当時の「丸の内」は海であり、流入河川の流送土砂の堆積と埋立によって現在の海岸線が形づくられてきたことを明らかにしている。このように、海面変動を無視しうる比較的短期間の視点、すなわち100～500年程度の時間スケールでは、自然の作用以上に人為的な干拓や埋立の作用が海岸線の変化に大きく影響するといえよう。

以上のように、平均海面の変動を地質時代の海面変化に焦点をあてて考察したが、海面の上昇に伴って海岸線は内陸に入りこみ、必然的に大きな海岸侵食をもたらす一方、海面の低下時には、海岸線が大きく前進したことが明らかである。

この海面変動について、Würm氷期の最盛期である20,000 B.P. 当時の海面高度は、現在の海面に比べて-140m程度であったと言われ、その後の最高海面高度が6,000 B.P.頃に現在より約5m程度高いことから考えると、海面の上昇速度は約7～8 mm/yearにも達する。例えば、仮に海岸線付近の勾配

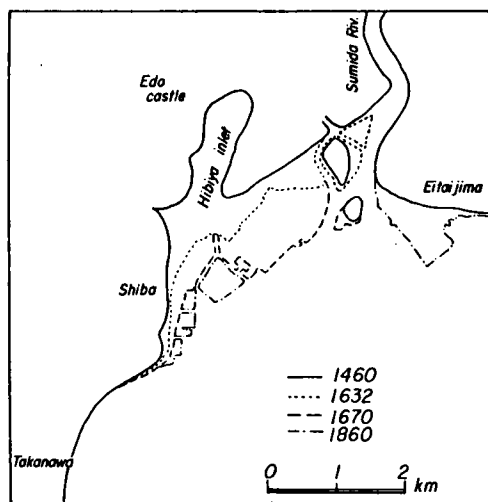


図-2.2.8 東京湾西北岸の海岸線の変遷<sup>23)</sup>

を1/200 とするならば、この急激な海面の上昇のみによって約1.5～2 m/year 海岸線が後退したことになる。これは現在、汀線の侵食や海食崖の後退で問題と なっているわが国をはじめとする諸外国の例<sup>24)</sup>からいって、ほぼ同程度の値となることがわかる。

以上のような地質学のおよび地形学的な観点ではなく、海岸工学の立場からも、海岸地形の形成あるいは海岸侵食と関連して海面変動がとりあげられている。<sup>25),26)</sup> P.Bruun<sup>27)</sup>は海面の上昇に伴って海岸侵食が生じ、それによって生産された土砂は漂砂として沿岸方向及び沖方向へと輸送されるが、沿岸方向への漂砂移動がなければ沖方向への漂砂は時間的なずれがあるものの、しだいに沖浜からより深海域へと進み、中程度の勾配をもつ海岸では海面が1 mm 上昇するごとに、汀線が約0.3 m後退すると指摘している。さらに、最近のアメリカ東海岸では年当り約2 mm の海面上昇があり、これによる侵食量は高波浪の来襲に原因する侵食量を含めた全侵食量の20～50% にも及んでいると試算されている。また、Kraft<sup>28)</sup>はアメリカ東岸の Delaware 海岸に発達する沖の州 (barrier) の研究から、海面の変動と沖の州の生成の関係を調べ、第4 紀の海面が低下した時代に形成された浜堤 (砂丘) が、その後の海面の上昇に伴って陸地と切り放され、沖ノ州の後方に潟湖をもつようになったと述べている。現在では、その沖の州がしだいに侵食され、その土砂は沿岸流によって運搬されて、その海岸の端の砂嘴の形成に寄与していることを明らかにしている。一方、わが国においても、高<sup>29),30)</sup>は海面変動と海岸侵食の関係をとりあげ、長期的な観点から沖積層から構成される海岸の地形は、沖積世の海面変動に伴って形成された化石海岸地形であって、現在問題となっている海岸侵食は、人為的な海岸への土砂供給量の減少などの原因のみならず、沖積世から現在までの海面変動にも原因するもので、地形の生成過程として海岸侵食が生ずるのは当然のことと指摘している。

これらのことから、海面変動は海岸地形の形成と海岸保全に重要な要素をもっているものと考えられる。ただし、海面変動の研究は地質時代の期間について多く行われているが、地質時代と現在を結ぶ有史以来の研究は人為的な影響が大きいために、干拓や埋立など直接的な海岸線の変化を扱ったものがほとんどである。ここでも次節で述べるように、現在まで約90年間にわたってわが国沿岸各地で観測された潮位資料を用いて、海面の変動を明らかにして、海岸侵食とのかかわりあいを調べる。

## 2.2.2. 潮位変化と地盤沈下

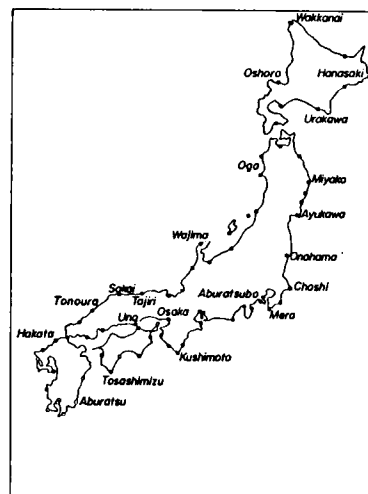
わが国における潮位の観測は、1894 年 (明治 27 年) に現在の国土地理院および気象庁によって、宮崎県細島、石川県輪島および宮城県鮎川において実施されて以来、約500ヶ所で継続実施されてきた。

潮位観測所の所管は国土地理院、気象庁、海上保安庁水路部、都道府県およびその他となっており、その配置はほぼ全国を網羅している。また、潮位観測所の設置位置を太平洋側と日本海側に分けると、表- 2.2.1 のよう

表- 2.2.1 潮位観測所の海域区分

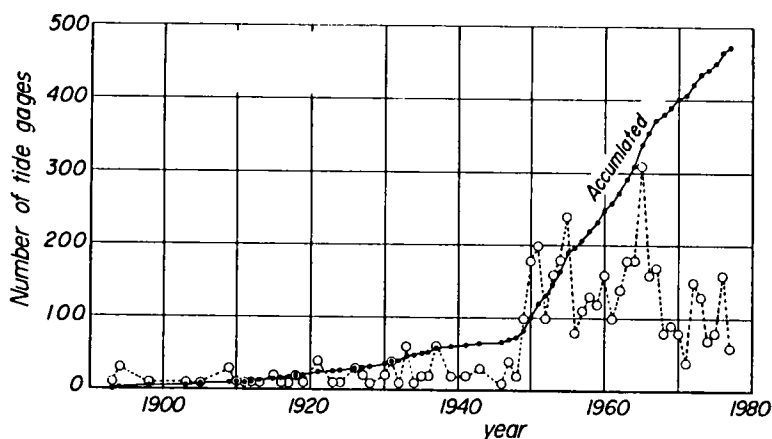
海 域	観測所数	%
太 平 洋 沿 岸	143	31.0
日 本 海 沿 岸	80	17.3
オ ホ ー ツ ク 海 沿 岸	6	1.3
瀬 戸 内 海 沿 岸	233	50.4

であって、太平洋側の設置数が非常に多い、ただし、この中には東京や大阪のように感潮市内河川域に設置されたものをも含んでいる。これら約500ヶ所にも及ぶ潮位観測所のうち主要なものを示したものが図－2.2.9であり、観測資料が整理、公表されている国土地理院、気象庁および海上保安庁水路部所管の観測所である。



図－2.2.9 主要な潮位観測所の位置

これら潮位観測所の観測開始年の経年変化は図－2.2.10のようであって、前述したように1894年以来観測が継続して行われており、古いもので約90年間の記録が収集されてきたことがわかる。しかし、1890年代に観測が開始されたのは7ヶ所であり、現在のようにわが国沿岸各地で数多く観測されはじめたのは、第2次世界大戦後の1949年以降である。



図－2.2.10 潮位観測開始年の経年変化

このように、わが国沿岸各地を網羅している潮位観測所で得られた潮位記録を用いて、潮位の季節変化、地域分布特性および長期変動について検討するが、ここではとくに潮位変化と地盤の変動が短期間に現われている大阪および新潟を例として、その両者の関係を明らかにする。まず、潮位

の観測はその観測基準面の高さを陸上の水準点から定めるために、水準点の隆起や沈下によって潮位観測の値が変化することが考えられる。通常、潮位の直接観測の値は、このような地盤の変動と潮位自身の変動を含んだものであって、地盤と潮位の相対的な上昇および低下として表わされている。この地盤の変動については、前述したような地殻変動のほか東京、名古屋、大阪および新潟などの諸都市に見られるように、大河川の河口部を形成している軟弱な沖積地からの地下水のくみ上げなどに原因する圧密沈下などによって地盤沈下が生ずる。

このような地盤の変化と潮位の関係を見ると、次のようである。大阪港<sup>31)</sup>における水準点の測量結果と潮位観測結果から、地盤沈下と潮位の関係を検討するとともに、神奈川県油壺<sup>32)</sup>における同様の観測結果から、主として地盤変動と潮位の関係を検討する。なお、潮位は年平均潮位の値として示している。

図－2.2.11 は大阪港検潮所における1941年を基準とした潮位観測井戸の球分体、すなわち地盤の

高低変化と潮位の変化を経年的に示したものである。この検潮所球分体すなわち基準となる地盤の変化は沈下を示し、一方潮位は上昇を示している。この両者の関係はほぼ同様の傾向を表わしており、1941年から25年経過した1966年には地盤の沈下が約1.1 m、それに対して潮位の相対的な上昇は約1.3 mにも及んでいる。この地盤の沈下量と潮位の見かけ上の上昇量の関係を示したものが、図-2.2.12である。このように大阪における年平均潮位の上昇は、地盤沈下に伴う見かけ上の上昇がほとんどを占めており、1941年から25年間で約5 cm、年当りにすれば約2 mm 程度の潮位の上昇となっている。

一方、神奈川県油壺における地盤と年平均潮位の変

化は、図-2.2.13および2.2.14に示すようである。なお、油壺の資料は1923年9月に発生した関東大地震による地盤変動の影響を除くために、1924年の観測値を基準にしている。とくに、図-2.2.13では前出の大阪における一方的な地盤の沈下傾向に比べて、油壺検潮所の水準点の経年変化は隆起、沈下をくりかえしながらも、長期的には沈下の傾向を示している。その沈下量は1924年から1973年の

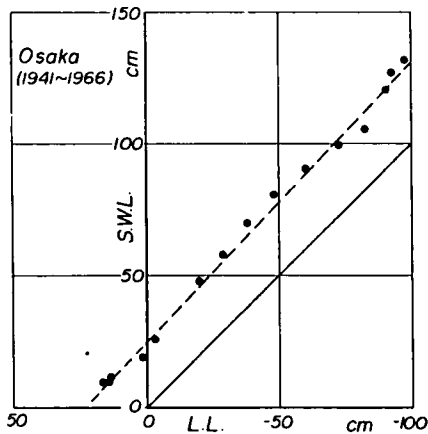


図-2.2.12 地盤および潮位変化量の関係

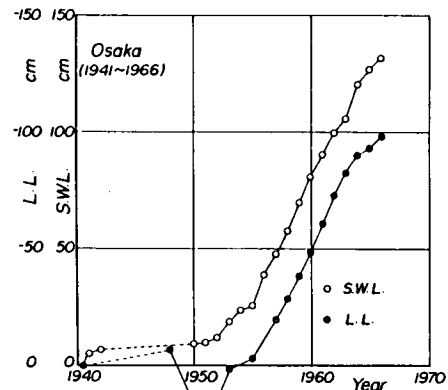


図-2.2.11 大阪港検潮所における地盤と観測潮位の経年変化

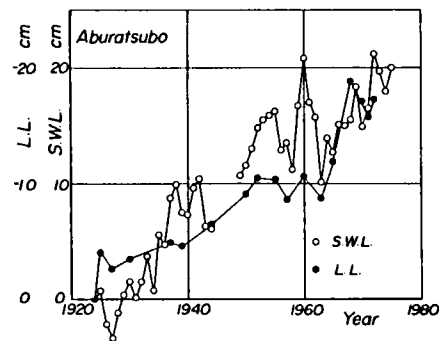


図-2.2.13 油壺における地盤と観測潮位の経年変化

50年間で約20 cmという値である。また、年平均潮位の経年変化も上昇、低下の変動があるが、地盤に対して相対的に潮位が上昇する傾向にあることを示している。一方、潮位の年平均値は50年間で約25 cm上昇しており、前述の地盤沈下量の約20 cmを差し引くと約5 cm潮位自身の上昇があることがわかる。これを年平均の潮位上昇量として見ると約1 mm 程度、毎年潮位が上昇しているものといえよう。

以上のように、地盤と潮位の経年変化から相対的に潮位は上昇していることが明らかである。しかし、この傾向は2.2.3において述べるように、地域的に見れば相対的に潮位が低下するところもあることに



注意しなければならない。

この地盤沈下に伴う相対的な潮位の上昇は、必然的に海岸侵食をもたらすものと考えられるが、大阪や東京など海岸線近傍まで高度に土地利用がなされている地域では、当然のことながら、海岸線は長大な堤防によって防禦されており、その前面には砂浜はなく、汀線の後退として海岸侵食が現れるのではなく、海岸堤防の沈下として現われてくるのが現状である。しかし、海岸堤防が築造されていないところでは砂浜の後退として表わされており、その代表的な例として、新潟海岸における地盤沈下と相対的な潮位の上昇、その結果として表わされる海岸侵食について、以下若干の考察を行う。ただし、新潟海岸の侵食は地盤沈下のみならず、大河津分水工事のように、信濃川下流域の洪水氾濫防止および流送土砂による港湾の埋没防止を目的とした分水工事が大きく影響していることを念頭に置かなければならない。

新潟市における地盤沈下<sup>33),34)</sup>は、信濃川の流送土砂から構成される軟弱な地盤の沖積層中に滞留する水溶性天然ガスの汲上げに原因して、地盤が圧密沈下を起すことによると結論づけられている。この地盤沈下によって新潟市では昭和30年頃から、信濃川河口部、とくに新潟港付近においてしばしば浸水の被害を受けるようになってきた。現在では、水溶性天然ガスの汲上げ規制と同時に、港湾施設をはじめとする各種構造物の嵩上げによって、地盤沈下を抑制し、浸水から陸地を防禦しているのが現状である。

図-2.2.15は地盤沈下量、年平均潮位および汀線後退量の経年変化を示したものである。ただし、地盤沈下量は新潟市関屋の一等水準点(B.M.No.4425)、潮位は新潟港および汀線後退量は新潟市寄居浜それぞれにおける観測値を用いている。とくに、寄居浜は1955年以前には護岸など海岸構造物が設置されておらず、背後に砂丘を有する自然の砂浜海岸であったと考えられ、地盤沈下に伴う海岸侵食をよく現わしているものと考えられる。しかし、地盤沈下による海岸侵食量と信濃川の流送土砂の変化および海岸構造物の築造に伴う海岸侵食を定量的に分けることは困難である。この図から、地盤沈下量、潮位上昇量および汀線後退量のそれぞれは、1950年頃を境としてそれ以降急激な変化を示している。また、汀線後退量は図中に示した大河津分水の完成前後で大きな変化を示しており、これまで寄居浜をはじめとする新潟西海岸

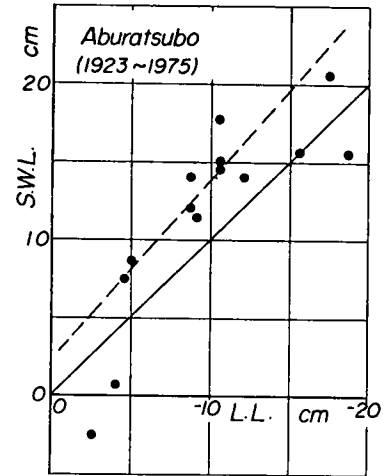


図-2.2.14 地盤および潮位変化量の関係

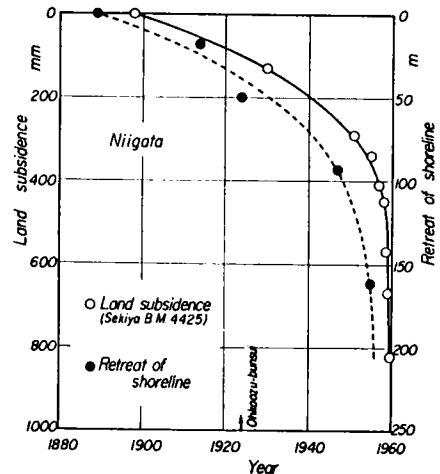


図-2.2.15 地盤沈下量、年平均潮位および汀線後退量の経年変化

量のそれぞれは、1950年頃を境としてそれ以降急激な変化を示している。また、汀線後退量は図中に示した大河津分水の完成前後で大きな変化を示しており、これまで寄居浜をはじめとする新潟西海岸

の涵養に寄与していた信濃川からの流送土砂量が減少し、海岸侵食をより助長してきたことを表わしている。この河川からの流送土砂量の減少とともに、1950年以降では地盤の沈下すなわち年平均潮位の上昇と相まって、新潟海岸の侵食が激化したことは否めない事実であろう。

また、図-2.2.16は図-2.2.15に挿入した地盤沈下量と汀線後退量の曲線に基づいて示した汀線後退量と地盤沈下量の関係である。また、寄居浜の水深10 mまでの海底勾配は約 $1/60 \sim 1/75$ であることから、新潟県による調査結果<sup>(35), (36)</sup>を用いて、実際の汀線後退量から地盤沈下によるそれを評価すると、次のようである。1904年から1955年までの比較的地盤沈下が緩かな期間における

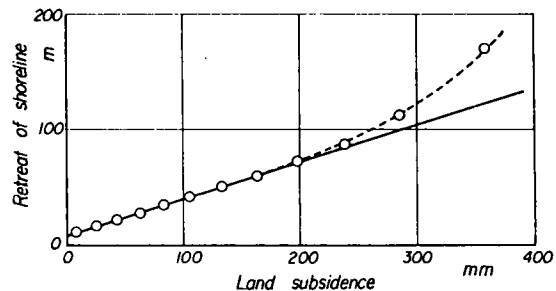


図-2.2.16 地盤沈下量と汀線後退量との関係

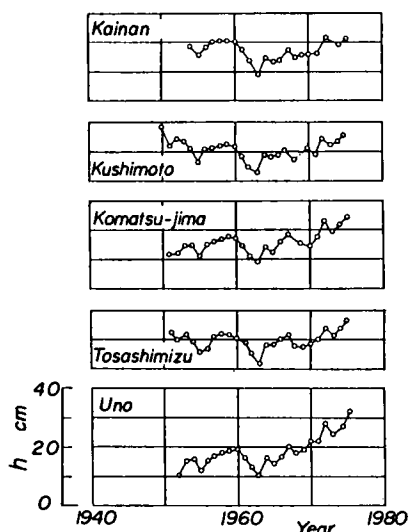
る寄居浜付近の汀線後退量は約200 mで、その間地盤の沈下は約25 cm程度と見積られている。また、海底勾配もこの間はほぼ $1/75$ 程度であり、海底勾配と地盤沈下の関係から、地盤沈下によって生じると考えられる汀線後退量を算定すると約19 mとなる。これは高波浪の来襲などによる海岸侵食量を合わせた全侵食量の約10%にも及んでいることを示している。一方、地盤沈下が激化した1955年以降においては、1958年までの3年間に約45 mの汀線後退が見られ、その間の地盤沈下も約50 cmに及んでいる。また、海底勾配は約 $1/60$ 程度としだいに急となってきている。これらの関係から地盤沈下に原因する汀線後退量は約30 mとなり、全侵食量の約67%を占めるに至っている。このように、全侵食量に占める地盤沈下の割合は、P. Bruun<sup>(27)</sup>がアメリカ東海岸で海水面の上昇による割合として算定した約20~50%と近い値を示している。

以上のように、地盤沈下に伴って平均海水面も変化し、相対的に海水面は上昇して汀線はしだいに後退することになる。とくに、海岸堤防などの海岸構造物のない自然の砂浜海岸では、高波浪の来襲と相まって汀線はより後退するものと考えられる。一方、海岸堤防などで防禦されている海岸においても、直接的には汀線の後退は顕著とならないが、堤体の沈下や堤防前面の水深が大きくなることから、来襲波浪の碎波点が海岸堤防により近くなり、堤防前面の洗掘や越波の頻度が高くなる。これらの現象は堤体の破壊の要因となり、甚大な海岸災害と海岸侵食をもたらすといっても過言ではないであろう。

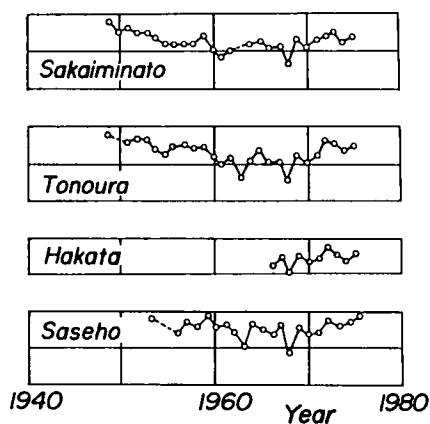
### 2.2.3 潮位の地域分布および季節変化

前述したように、大河川が海へ流入する河口付近の地盤は軟弱な地質から構成され、新潟市周辺で代表されるように、東京湾、伊勢湾および大阪湾沿岸においても地盤沈下が問題となってきた。この地盤沈下に伴って海水面は相対的に上昇し、海水は当然のことながら内陸部へと浸入して、海岸侵食となる。

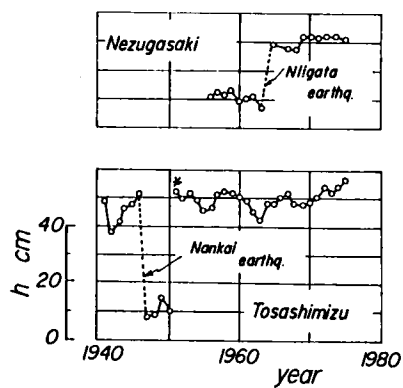
このような地盤沈下や地殻変動を含んだ潮位との相対的な関係による海岸線の前進・後退を検討するため、図-2.2.9に示した主要な潮位観測所における年平均潮位の経年変化を図-2.2.17に示す。なお、この図は国土地理院海岸昇降検知センター<sup>(37)</sup>によって、各地の潮位資料が収集され発表されている



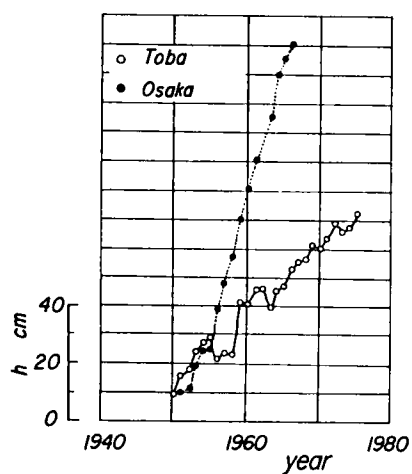
(a)



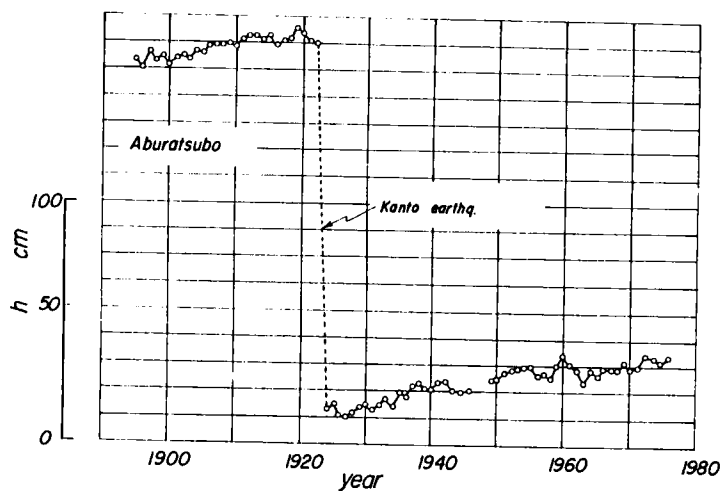
(b)



(c)



(d)



(e)

図-2.2.17 主要な潮位観測所における年平均潮位の経年変化

ものに基づいている。図中の三重県鳥羽、大阪など経年的に急激な潮位の増加が見られる観測点は、前述した地盤沈下にもなって見かけ上、潮位が上昇したように見えるものである。また、鼠ヶ関、油壺および土佐清水などでは1年間で急激な変化を示しているが、これは地殻変動すなわち地震の発生によって、潮位観測点に垂直変化が生じた結果であって、鼠ヶ関では1963年6月16日の新潟地震、油壺では1923年9月1日の関東大地震および土佐清水では1946年12月21日に発生した南海地震によるものである。

しかし、これら各地における潮位の経年変化を総括的に見ると、潮位の上昇および低下の傾向は地域的にはほぼ共通した分布を示している。たとえば、紀伊半島から四国東部の各観測所では、1963年以降潮位はしだいに上昇しており、その変動の様相も各観測所で同じような傾向を示している。また、このことは瀬戸内海沿岸や山陰から九州北部にかけての海域においても同様であって、広い地域での海況の変化や広領域でブロックとしての地殻変動に影響されているものといえよう。とくに、津村<sup>38)</sup>は紀伊半島付近から伊豆半島の東海地方沿岸における潮位の長期変化が、黒潮の蛇行に原因する冷水塊の出現によって大きく影響され、冷水塊に接する沿岸部での潮位は上昇し、その東・西両側沿岸では逆に潮位が低下すると海況変動の影響を指摘している。

図-2.2.18は、わが国沿岸における潮位の上昇・低下の地域分布を、これまで約80年間にわたる期間について各15年間隔で、潮位変化と地盤の昇降の相対的な関係として示したものである。ただし、1945年以前については、潮位観測所の数が少ないために、それ以降の資料に比べて詳細な検討を行うには、精度の点で問題はある。しかし、東北地方から北海道にかけての太平洋沿岸では、1900年から1945年までの期間で相対的に潮位の低下傾向が見られる。一方、1945年以降は逆に各15年間で最大10 cm以上も潮位の上昇がうかがえる。これに対して、日本海側では潮位の低下地域がほぼ北陸地方から北の範囲に見られるが、その低下量は非常に小さく、相対的に安定した潮位を示すものと考えられる。また、1945年から1975年までの期間では、大阪湾を含む瀬戸内海沿岸および伊勢湾沿岸において潮位の上昇傾向が見られるが、これは前述した沖積地に造成された工業地帯などの影響による地盤沈下

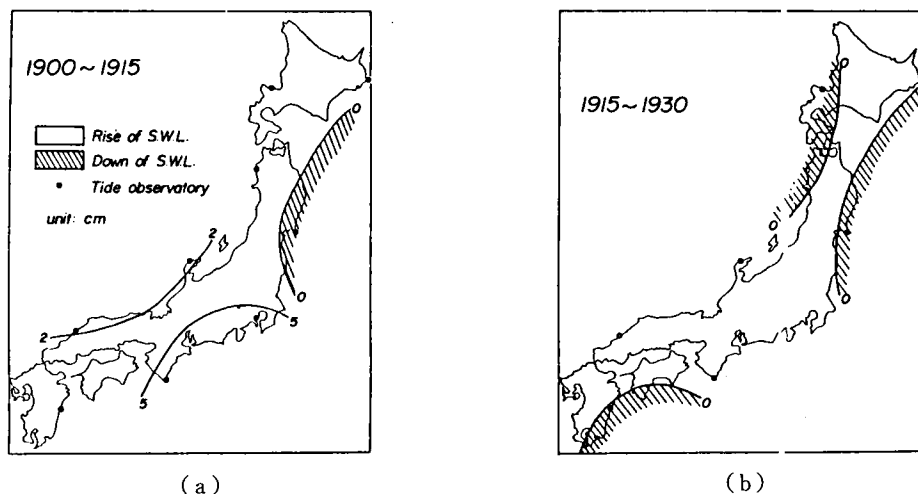
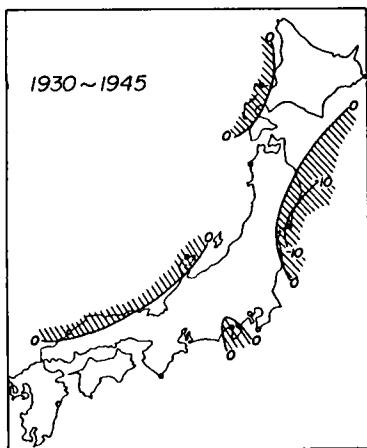
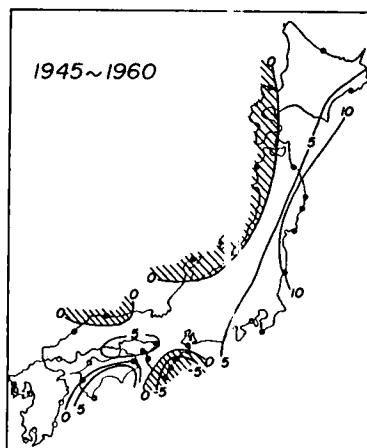


図- 2.2.18 潮位変化の地域分布(1)





(c)

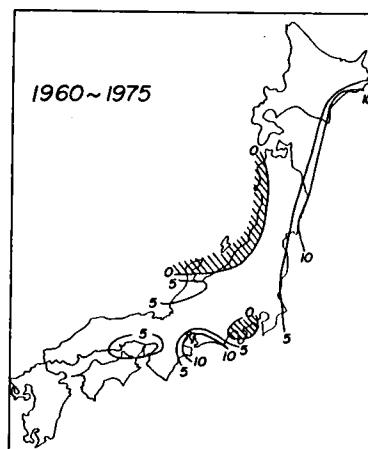


(d)

の結果であると思われる。

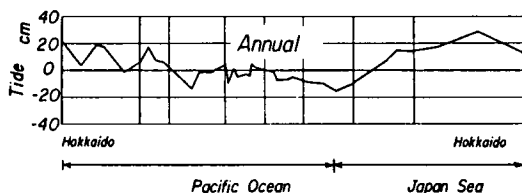
図-2.2.19は1967年から1971年の5年間にわけるわが国沿岸の潮位の地域分布を示している。ただし、北海道北端の稚内を基点として太平洋岸に沿って九州南端の枕崎までと、九州から山陰を経て、日本海沿岸に沿って稚内に至る海岸線を直線状にして表わし、平均潮位の基準を東京湾中等潮位(T.P.)にとって、各潮位観測所における値を比較できるようにしてある。この図から、わが国沿岸における平均潮位は、太平洋側および日本海側とも北海道に近づくほど高く、また、九州に向うほど低くなっており、その差は年平均値で約40cmにも及んでいる。とくに、平均潮位の高いところは日本海沿岸の秋田県岩崎であって、T.P.上約30cmにも及んでいる。一方、平均潮位の低いところは九州最南端の鹿児島県枕崎でT.P.より約25cmも低くなっている。さらに、

この平均潮位の沿岸方向分布の図から、中部地方と近畿地方の地域における値が複雑に変動しているのは、潮位観測所の位置が湾内および紀伊水道沿岸部に分布しているため地形的な影響、あるいは前述したように、本州南岸を北上する黒潮の蛇行に伴う冷水塊の出現など、海況変動の著しい地域であることに原因すると考えられる。さらに、月別に示した図から、地域的な潮位の分布傾向はほとんど変化しないが、周知のように、一般に潮位は6月から10月までの夏期から秋期にかけて高く、とくに9月には各地



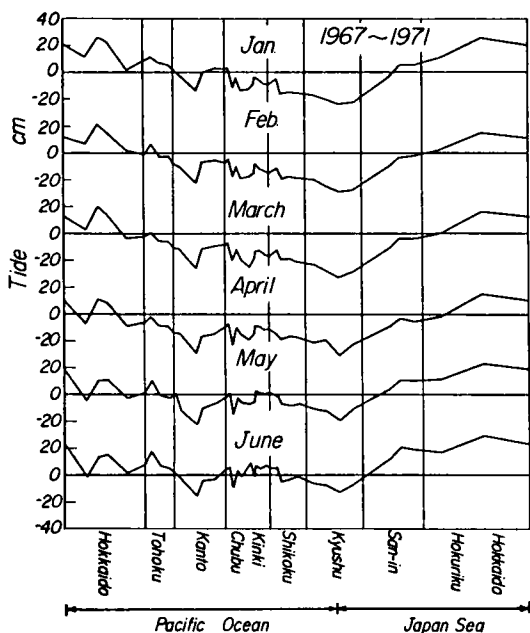
(e)

図-2.2.18 潮位変化の地域分布(2)

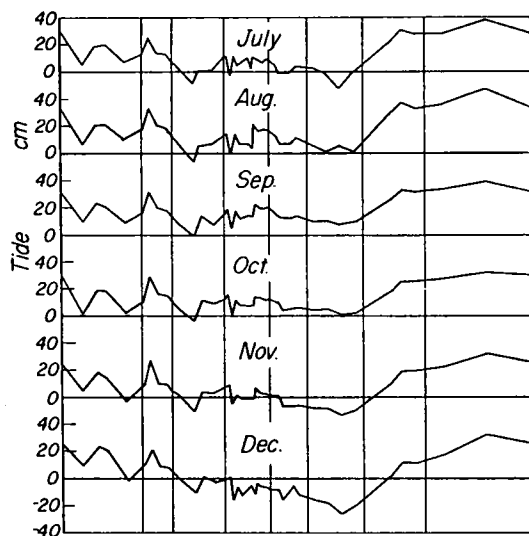


(a)

図-2.2.19 わが国沿岸における平均潮位の地域分布(1)



(b)

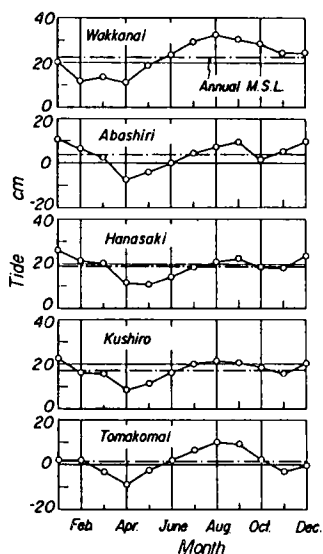


(c)

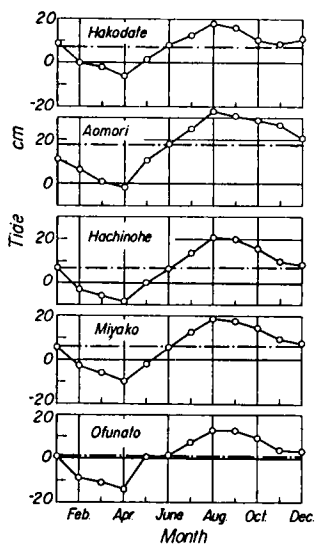
図- 2.2.19 わが国沿岸における平均潮位の地域分布(2)

域とも T.P. 上もっと高くなっている。一方、平均的な潮位がもっとも低いのは4月であり、九州南端の枕崎において T.P. 下約 30 cm にも及び、北海道沿岸と北陸地方以北の日本海側を除いて、いずれの地域も T.P. 以下の値を示している。

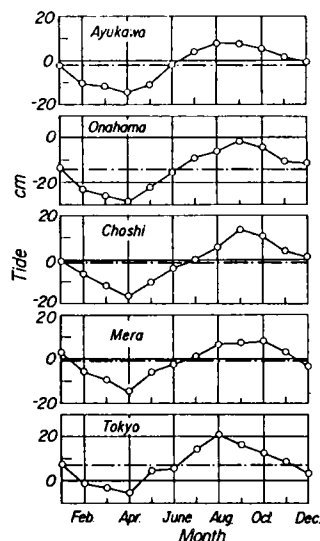
図- 2.2.20 は図- 2.2.19に示した各潮位観測所における月平均潮位を示したものであって、前述し



(a)

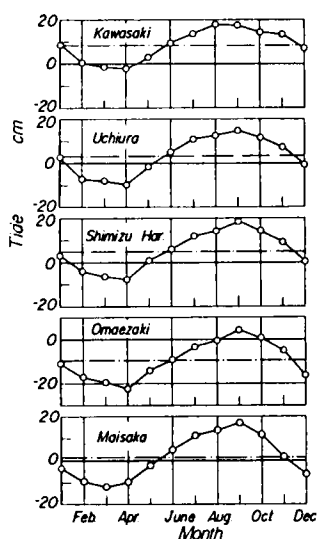


(b)

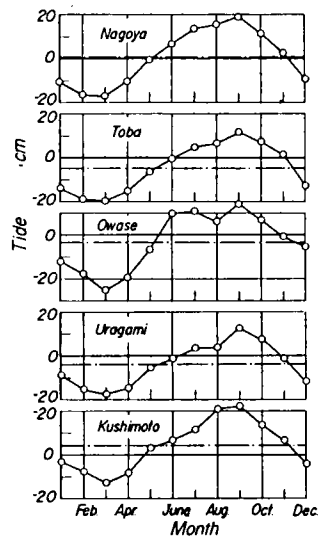


(c)

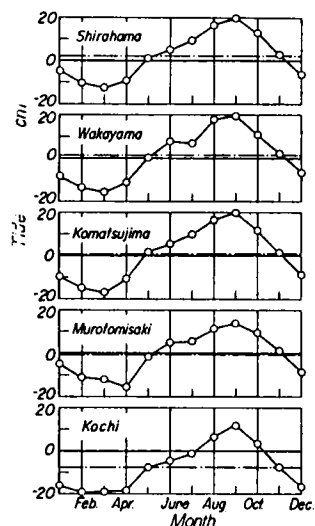
図- 2.2.20 各潮位観測所における月平均潮位(1)



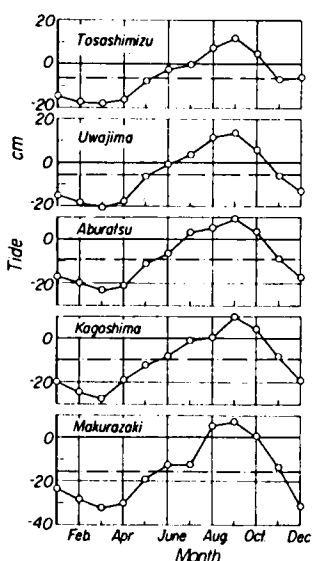
(d)



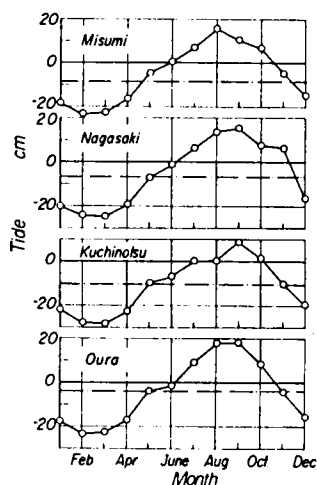
(e)



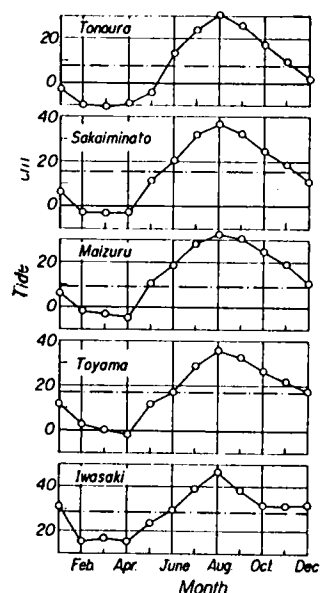
(f)



(g)



(h)



(i)

図- 2.2.20 各潮位観測所における月平均潮位(2)

たように潮位は夏期から秋期にかけて高く、冬期から春期に低いことが明らかであるが、月別の平均潮位の変化を見ると、北海道沿岸では比較的最高および最低値の差はなく、ほぼ 20 cm 程度である。しかし、北海道から太平洋沿岸および日本海沿岸ともに九州に近づくほど、一般に最高、最低値の差は大きくなり、約 40 cm 程度にも及んでいる。また、北海道東岸の網走、花咲および釧路では、潮位の極大値が夏期および冬期の 2 回も存在するといった他の地域では見られない分布傾向を示している。太平洋沿岸に

おける平均潮位の最高値を示す月は、関東地方以北では大体8月であるが、それ以西では9月となっている。一方、日本海側では、一般に関東地方以北と同様に、8月に潮位の最高値を示している。

以上のように、わが国沿岸における潮位観測結果から、地域的および季節的な潮位の分布特性を明らかにした。この潮位はいずれも陸地と海水面の相対的な上昇および低下の関係であって、海岸堤防などのない自然の砂浜海岸では、直接見かけ上の海岸線の前進・後退につながるわけである。しかし、海面の変動に伴う海岸線の前進、後退は、短期的に見ればそれほど大きな影響を与えないように見えるが、経年的な海面上昇と毎年のごとく来襲する高波浪の両者を考慮すれば、長期的にはかなり大きく影響するといえるであろう。

### 2.3. 海岸波浪の地域特性と季節変化

わが国沿岸に来襲する海岸波浪は、その地理的条件から、地域特性が大きく相違するものと思われる。とくに、わが国の日本海側では、11月から3月にかけての冬期に低気圧の通過に伴う高波浪が来襲して、毎年のごとく波浪災害が発生している。一方、太平洋側では、主として夏期の台風による高潮など、広範囲の地域に高波浪が来襲し、しばしば甚大な被害を被っているのが現状である。

このように、毎年のごとく海岸災害をもたらす海岸波浪の地域特性の究明は、海岸工学上海岸侵食をはじめ海洋・海岸構造物の設計施工などに必須の課題である。わが国では、運輸省、建設省をはじめとする諸機関によって積極的な波浪観測が実施されており、その成果は高く評価されるべきであるが、水文諸量などとは異なり、観測期間は最も長いもので約20年であって、しかも得測率が低いものも多く、必ずしも統計解析上十分ではない。したがって、ここでは長期間にわたって観測されている風浪・うねり階級で表されている目視波浪観測資料を用いて、わが国沿岸の高波浪の出現頻度の一般的な特性を明らかにするとともに、波浪の季節変化などを調べ、わが国沿岸における海岸波浪の特性を究明する。

#### 2.3.1 海岸波浪の地域特性

ここでは、まずわが国沿岸各地の気象観測所又は航路標識事務所(灯台)において目視観測された結果<sup>39), 42)</sup>から、波浪の地域特性を検討する。これは計測器による波浪観測結果ではないが、図-2.3.1に示すように、その観測点はわが国の日本海沿岸および太平洋沿岸をほぼ網羅し、しかも長期間にわたる観測資料が得られているので、海岸波浪の地域特性を概括的に把握するためにはきわめて有効である。

表-2.3.2<sup>40)</sup>は、風浪およびうねり階級と波高計による観測波高の関係を示したものである。また、この両者の関係が妥当であるかどうかを検証するために、茨城県小名浜港と和歌山県潮岬における両者の関係を示したも

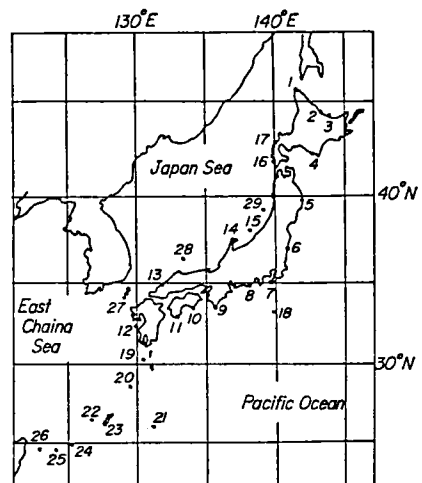


図-2.3.1 目視波浪観測所の位置

表- 2.3.1 波浪観測点一覧

1	稚 内	16	江 差
2	雄 武	17	寿 都
3	網 走	18	八 丈 島
4	浦 河	19	屋 久 島
5	宮 古	20	名 瀬
6	小 名 浜	21	南 大 東 島
7	富 津 岬	22	久 米 島
8	御 前 崎	23	那 覇
9	潮 岬	24	宮 古 島
10	室 戸	25	石 垣 島
11	土 佐 清 水	26	与 那 国 島
12	牛 深	27	巖 原
13	浜 田	28	西 郷
14	輪 島	29	飛 島
15	相 川		

表- 2.3.2 気象庁風浪階級およびうねり階級表<sup>40)</sup>

気象庁風浪階級表

階級	風 浪 階 級 の 説 明	波の高さ(単位m)
0	鏡のようになめらかである。	0
1	さざ波がある。	0をこえ $\frac{1}{10}$ まで
2	なめらか、小波がある。	$\frac{1}{10}$ をこえ $\frac{1}{5}$ まで
3	やや波がある。	$\frac{1}{5}$ をこえ $1\frac{1}{5}$ まで
4	かなり波がある。	$1\frac{1}{5}$ をこえ $2\frac{1}{5}$ まで
5	波がやや高い。	$2\frac{1}{5}$ をこえ 4まで
6	波がかなり高い。	4をこえ 6まで
7	相当荒れている。	6をこえ 9まで
8	非常に荒れている。	9をこえ 14
9	異常な状態。	14をこえる

気象庁うねり階級表

階級	う ね り の 階 級 の 説 明
0	うねりが無い。
1	短くまたは中位の
2	長 く } 弱いうねり (波高2m未満)
3	短 く }
4	中 位 の } やや高いうねり
5	長 く } (波高2m以上4m未満)
6	短 く }
7	中 位 の } 高いうねり (波高4m以上)
8	長 く }
9	2方向以上からうねりがきて海上が混乱している場合。

のが図-2.3.2である。ただし、風浪およびうねり階級は日平均値であり、観測平均波高  $H_{\text{mean}}$  および有義波高  $H_{1/3}$  も日平均値として示している。これによると若干のばらつきが見られるが、その両者の関係

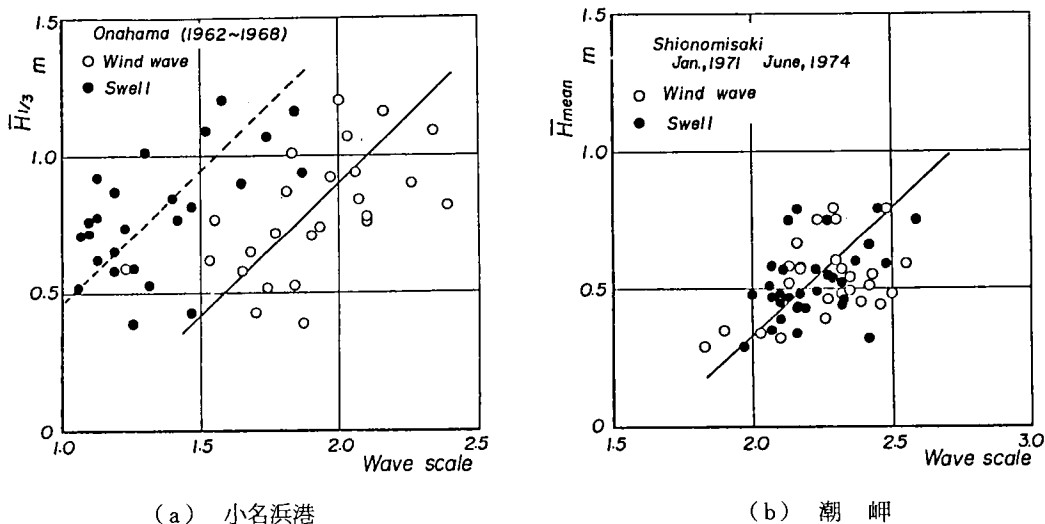


図-2.3.2 実測波高と風浪およびうねり階級との関係

はよく対応しているといえよう。ただし、潮岬におけるうねり階級の関係では、来襲波浪の周期と関係するものであって、その値に若干の差が現われている。このことから、目視による波浪の観測値から来襲波浪の特性を検討することは実用上可能であるといえる。そこで、海岸地形の変形に大きく影響を与えと考えられる風浪およびうねり階級3以上、すなわち波高0.5m程度以上に対応する波浪の年平均来襲日数について、わが国沿岸各地の気象観測所における1932年から1936年に至る観測資料<sup>41)</sup>から、その地域分布を示したものが図-2.3.3である。これによると、足摺岬から御前崎にかけての太平洋側では、風浪階級3以上、すなわち波高0.5m

以上の波浪が1年のうち約150日以上も来襲することを示している。また、日本海沿岸では能登半島の輪島から北海道北端の稚内にかけて、年間100日～150日も風浪階級3以上の波浪の来襲が続くことを示している。一方、うねり階級では北海道北東部で約100日～150日の来襲が見られる以外、本州から九州にかけての日本海沿岸ではほとんど来襲が見られない。太平洋側におけるうねり階級3以上の波浪の来襲は夏期

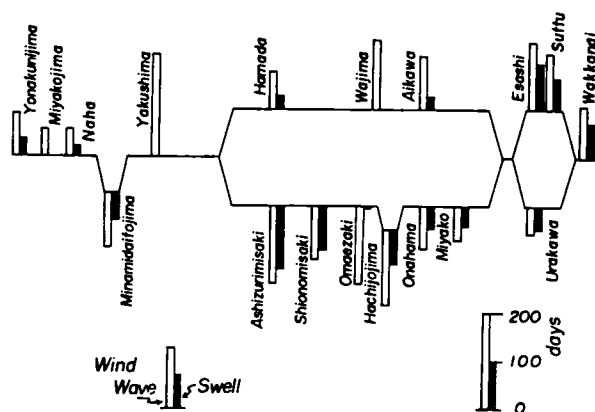


図-2.3.3 わが国沿岸における風浪、うねり階級3以上の年平均来襲日数

の台風の発生および接近に伴うもので、日本海沿岸に比べてその来襲日数が多く、足摺岬では年間 150 日以上も来襲することを示している。

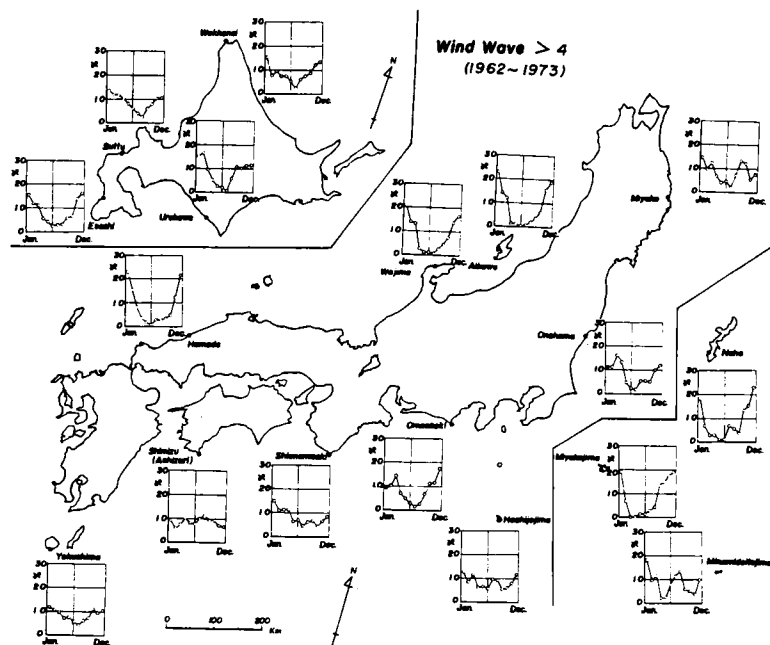
以上のように、わが国沿岸に来襲する波浪について、風浪およびうねり階級で検討したが、日本海側では北海道北東部を除いてうねり性の波浪の来襲は顕著でなく、冬期季節風時に見られる風浪性の波浪が来襲することが明かである。一方、太平洋側では風浪性およびうねり性の両者の波浪が来襲し、しかも本州南西部にそれらの来襲頻度が高く、海岸の面する方向にもよるが、後述するように、冬期季節風および夏期の台風といった季節的にも、来襲波向においても相違する波浪が来襲することを示しているといえよう。

### 2.3.2 海岸波浪の季節変化

ここでは前出の航路標識事務所（灯台）における 1962 年から 1973 年の 12 年間の目視波浪観測結果<sup>39), 42)</sup>を用いて検討するが、まず風浪およびうねり階級 4 以上の月別来襲頻度を示したものが図- 2.3.4 (a), (b)である。ただし、風浪階級 4 以上とは波高約 1.3 m 以上に対応しており、また、うねり階級 4 以上は波高 2 m 以上で周期 8 sec 以上とされている。

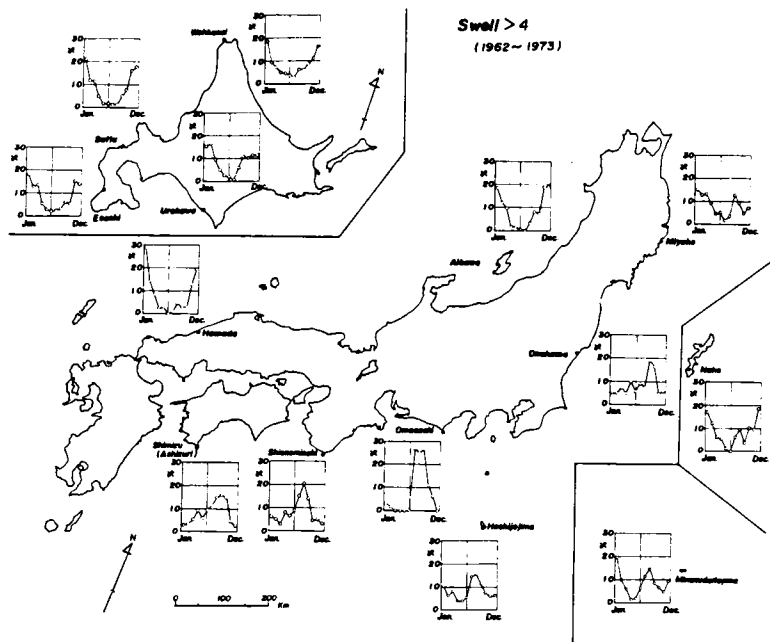
これによれば、日本海沿岸では 11 月から 3 月までの冬期季節風時に高波浪の来襲頻度が高く、相川、輪島および浜田でその期間の来襲頻度が 70 % 以上をも占めている。これに対して夏期の来襲頻度は非常に低く、ほとんど高波浪の来襲がないことを示している。

一方、太平洋沿岸各地では日本海沿岸と相違して、冬期季節風時と夏期の台風時との区別は顕著でな



(a) 風浪階級 4 以上

図- 2.3.4 わが国沿岸における風浪およびうねり階級 4 以上の月別来襲頻度(1)



(b) うねり階級4以上

図- 2.3.4 わが国沿岸における風浪およびうねり階級4以上の月別来襲頻度(2)

く、各月を通じて10%程度の来襲頻度を示している。また、沖縄を含む南西諸島は夏期の台風に伴う高波浪によって災害の頻度が高いと言われているが、風浪階級4以上の来襲頻度から見ると、日本海沿岸の各地と同様の冬期季節風時に高い来襲頻度を示している。このことから、冬期季節風による高波浪の来襲頻度が高いにもかかわらず、災害の面からは、夏期の台風に伴う高波浪の影響が大きいことを示唆するものであろう。

図- 2.3.4 (b)はうねり階級4以上の月別来襲頻度を示すものであるが、図- 2.3.4 (a)とは若干の相違があり、とくに足摺岬、潮岬、御前崎および小名浜では、夏期から秋期にかけての台風時における高波浪の来襲頻度が高くなっている。また、これらの各地では、冬期季節風時における風浪階級4以上の来襲頻度も高く、高波浪の月別来襲頻度に夏期と冬期の2つのピークが現われ、一般に年間を通じて高波浪が卓越する地域といえよう。このように、わが国沿岸に来襲する波浪は季節的にも異なり、一般に太平洋側では冬期と夏期に高波浪が来襲する。このことは波浪の来襲波向も大きく分けると2方向の成分をもつものと考えられ、海岸線の方角によってはその両者の影響を受け、海岸もそれに対応した変形を余儀なくされるものと考えられる。

## 2.4 高波浪の出現ひん度の長期変動

わが国は、2.3で述べたように、地理的な条件から冬期季節風時および夏期の台風時に高波浪が来襲



するが、地域的には北海道の一部を除いて、一般に日本海沿岸では風浪性の波浪が来襲するのに対して、太平洋沿岸では風浪性およびうねり性の波浪の両者が来襲することを述べた。

このように、年間を通じて来襲する波浪は、時として甚大な海岸災害をもたらし、最近では1970年8月に土佐湾沿岸に異常な高潮を発生させた台風10号（土佐湾台風）、あるいはわが国海岸災害史上未曾有の大惨事となった1959年9月の台風15号（伊勢湾台風）<sup>43)</sup>による高潮災害は記憶に新しいところであろう。また、最近では前述の土佐湾台風と同じく、1976年9月に台風17号<sup>44)</sup>が来襲し、沿岸各地に海岸侵食ひいては海岸堤防の破壊による甚大な被害を与えた。高知海岸は1961年に来襲した第2室戸台風を境に侵食傾向が見え出したと言われている。台風17号によって被災した海岸の特徴は、いずれも河川、港湾によって漂砂の連続性が断たれたところで、河口、湾口および防波堤築造地点に隣接したところとなっている。また、1979年10月には台風20号<sup>45),46)</sup>によって駿河湾一帯に大きな海岸災害が発生した。とくに安倍川河口左岸の静岡（久能）海岸は台風時および冬期季節風時の両者によって、1977年以来毎年のように海岸災害が発生している。この災害は安倍川上流域の砂防ダムの整備に伴って流送土砂が減少するとともに、河口デルタの縮小が大きな要因となっている。すなわち、安倍川河口付近から当時数10m以上あった前浜がしだいに侵食され、しかも侵食が東へと移動してきている。これに伴って海岸堤防が築造されると浜幅の狭小化と相まって、堤防基部にまで波が打ち寄せ沖向きの漂砂が卓越して海岸侵食を加速することになる。前述した高知海岸と同様に、漂砂の供給の減少と不連続性が海岸災害を招いているといえよう。一方、日本海沿岸では台風に伴う海岸災害は、その海岸の位置する方向からその発生頻度は小さく、冬期季節風時の通称「台湾坊主」<sup>47)</sup>と呼ばれる東シナ海に発生した低気圧が日本海付近で急激に発達し、小型の台風なみの勢力を保ちながら三陸沖へと通過する過程で発生する高波浪に伴って、山陰地方から秋田までの広範囲に高波浪の来襲に伴う海岸災害が毎年のごとく発生し、その発生頻度は太平洋沿岸に来襲する台風による高波浪よりも高いといえる。

ここでは、海岸災害の発生頻度の高い日本海側における高波浪の出現ひん度の長期変動を明らかにするため、災害史料または文献などに記載されている古い時代の波浪災害の実態を詳述するとともに、海岸防風林の年輪成長量を指標として、波浪観測開始以前の高波浪の来襲を追算し、両者の関係を調べることにする。

#### 2.4.1 波浪災害史にみられる高波浪の来襲の実態

前述したように、わが国の地理的な条件から、冬期には日本海を通過する低気圧に伴う高波浪と夏期の台風に伴う高波浪が来襲するが、ここではそれら高波浪の来襲に伴って発生した海岸侵食をはじめとする海岸災害について、災害史料や文献などに記載されているものを整理して検討する。なお、災害を歴史的に見る場合、重要なことは災害の規模をいかに判断するかということと共に、時代を遡るに従って記載される数が少なく、そのために災害の発生回数も少ないとしてしまうことである。とくに、災害は人間生活と密接に結びついているものであって、生活の場を侵されることによって災害と判断され、古来より比較的土地利用が遅れていた海岸線近傍では海岸災害として記録されないことも多い。

まず、わが国の北陸および東海地方における歴史的な記録や文献を再整理した日下部<sup>48)</sup>の論文に基づ

いて暴風雨の来襲を選び、暴風雨の来襲に伴って海岸付近には当然のことながら高波浪が来襲し、海岸侵食をはじめとする海岸災害が発生したものと考え、その来襲頻度を月別に示すと図-2.4.1 のようである。ただし、北陸地方（福井、石川、富山および新潟西部）の文献は西暦約700年から1970年まで、東海地方（三重、愛知および静岡）については西暦約700年から1900年までの期間であって、過去約1200~1300年間にわたる災害を包括しているといえよう。

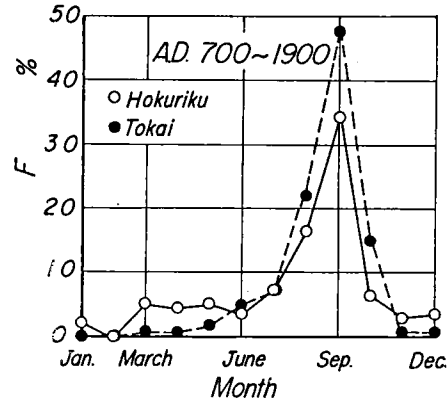


図-2.4.1 過去1000年にわたる暴風雨の月別来襲頻度

これによっても、東海地方では冬期にほとんど暴風雨の来襲の記載がないのに比べて、北陸地方ではその記載が多くなっている。このように、わが国は古来より暴風雨の来襲が地域的にも季節的にも相違していることが明らかである。これは、2.3.2の図-2.3.4に示した1962年から1973年の最近12年間にわたるわが国沿岸の高波浪の月別来襲頻度の傾向とも一致しているといえよう。すなわち、北陸地方では暴風雨の来襲が東海地方に比べて11月から5月の冬期にかけてその頻度が高くなっており、冬期季節風に伴う暴風雨の来襲であろう。一方、東海地方では8月と9月の夏期に暴風雨の来襲頻度が高く、全体の85%程度を占め台風の影響に伴うものと考えられる。

以上のように、歴史的に見てもわが国沿岸に襲来する高波浪は、最近における高波浪の来襲傾向と同じく、一般に日本海側では冬期季節風時、太平洋側では夏期の台風時に代表されることが明らかであり、非常に興味深いことである。

次に、日本海側における冬期季節風に伴う高波浪の来襲に原因する海岸災害の実態を、新潟県直江津海岸および富山県下新川海岸を例として見てみよう。

図-2.4.2は富山湾沿岸および直江津海岸における波浪災害の発生回数<sup>49),50)</sup>を経年的に示したものである。なお、富山湾における高波浪の来襲と直江津海岸のそれとは、時間的な相違があるものの、最近の波浪観測によってほぼ同様の高波浪の来襲が知られていることから、ここでは程度の差こそあれ、両地域とも同一の低気圧の通過に伴う高波浪の来襲によるものとして取扱った。この図から、毎年のごとく、波浪災害が発生していることは明らかであって、とくに1910年以降その発生回数が増加している

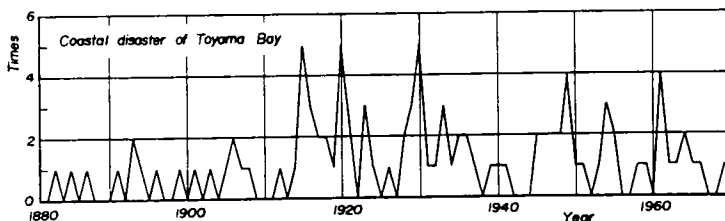


図-2.4.2 波浪災害発生回数の経年変化

ことを思わせるが、これは気象観測などの観測網の整備に伴って、比較的小規模な災害まで記録が収集できることになったためと考えられる。

#### 1) 直江津海岸の波浪災害史

直江津海岸における波浪災害、とくに海岸侵食は「波崩」という言葉で表現され、しばしば文献<sup>51)~56)</sup>などに記載されているが、直江津は往時「今町」という名称と呼ばれ、日本海側の重要な物質集散の港として栄えていた。しかし、港は関川の川筋を利用した河口港であるため、洪水による「川欠け」（河川堤防の欠壊および崩壊）あるいは河口砂州の形成と発達に伴って河口閉塞が頻発して、船舶の入・出港がしばしば不可能となり、港を関川の河口から約2 km西の郷津付近に変更すべく、現在の防波堤に相当する「波除堤」を建設したが、1751年（宝暦元年）に発生した名立崩れで有名な宝暦大地震によって、建設途上の郷津湊は崩壊し、再び直江津港は関川の河口港として約1930年当時まで使用されてきた。また、この海岸の波浪災害記録は1700年代の江戸時代中期以降に史料に現われるが、富山湾沿岸の波浪災害記録に比べて、その数は少なくなっている。これはその当時の海岸付近の土地利用形態の相違によるものと考えられ、直江津海岸では海岸線付近に一連の砂丘が存在し、それがあたかも海岸堤防の役割を果たし、その背後地に田畑などが発達していたものと考えられる。

一方、富山湾沿岸では、砂丘の発達も未熟であって、黒部川河口付近など諸河川の河口付近にのみ砂丘が存在し、他の地域ではほぼ海岸線付近まで田畑として土地利用が行われ、直接生活に結びついていた領域かどうかの相違によるものであろう。

まず、直江津海岸における海岸災害を史料から見ると、次のようである。1766年と1767年、1789年から1791年、1805年から1813年および1828年から1830年にかけて、毎年のごとく高波浪の来襲によって波浪災害が発生したことが記録されている。さらに、これらの波浪災害のうち来襲波浪の規模が推察できるものの例を示すと、1805年（文化2年）には波崩（海岸侵食）のために年貢割当量が9升2合引かれ、翌年の1806年（文化3年）には3斗2升8合の波崩引きがあったと記載されている。これら波崩によって海岸線付近に建てられていた家屋も被害を受け、崩壊の危機に瀕したものと考えられる。そこで、波崩による移動家屋数を見ると、1812年（文化9年）に160軒、1828年（文政11年）に30軒および1829年（文政12年）に70軒となっており、いずれも現在の直江津港西海岸から内陸部へと移動したことが記載されている<sup>51)</sup>。これらの河口閉塞および海岸侵食などの波浪災害の実態をさらに詳細に見ると、次のようである。

図-2.4.3は関川河口の地形変化を示したもので、その河口はほぼ東側に偏流して河口閉塞が起り、また春期の融雪洪水が頻繁に発生して、前述の「川欠け」が生じ、河川堤防および港湾施設は甚大な被害を蒙ってきている。その1例として、1812年（文化9年）の災害の様子は、次のように記載されている。

「此絵図面当春雪融満水にて去辰年国役御普請所御役小屋下先出堤破損口より押切湊川口と相成居候処、当十月三、四日より追々大風高波出水にて湊口段々町浦へ欠込、急変之儀に付可及微力丈け御手当許借等を以、自普請仕候へ共、悉く手戻り仕候其後追々風波出水之度、毎昼夜二、三間就中大荒にて雪融出水之節は昼夜に五、六回宛欠込御陣屋始右町々北側裏町通り表町へ掛潰家或は畳掛候者共家数風百

五十軒程其外……。」<sup>53)</sup>

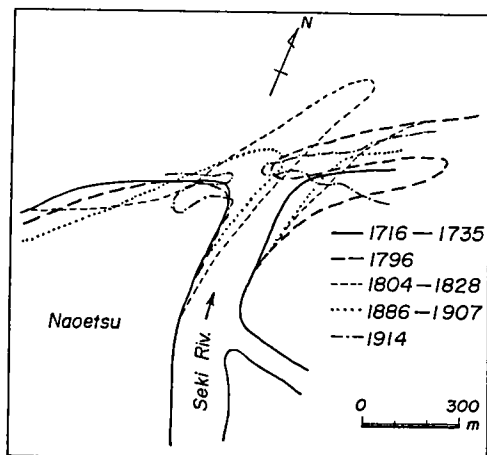
この災害時には、関川河口西側の諏訪町から本砂山町にかけて大規模な海岸侵食が生じ、図－2.4.4.に示すように当時の陣屋は本砂山町から新川端町へ移転した。また、1828年および1829年（文政11年、12年）の高波浪の来襲によって、再び直江津西海岸は、海岸侵食の甚大な被害を被り、1828年には本砂山町および片原町の30軒が塩屋新田に移転し、また1829年には本砂山町、片原町および川端町の70軒が新坂井町へと移転したことが明らかにされている。このように関川の洪水および海岸における高波浪の来襲に伴う海岸侵食による被害はしばしば発生し、その復旧工事や集落の移転など非常に労力を要したことが推察される。

## 2) 下新川海岸の波浪災害史

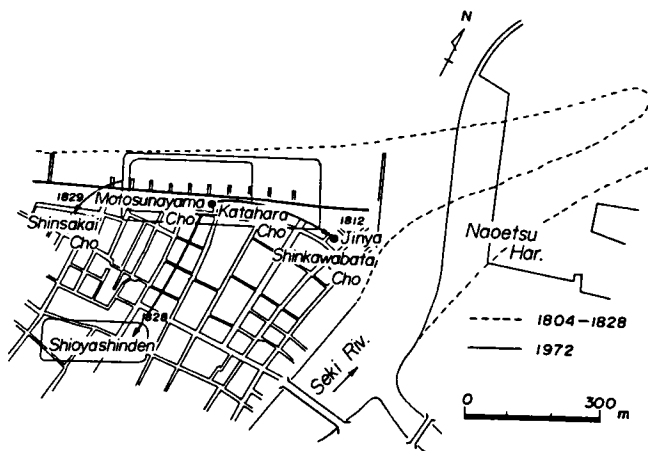
一方、富山湾の下新川海岸においても冬期季節風時の高波浪、とくに日本海を東進する低気圧が秋田から三陸沖に停滞して発達する時に発生する富山湾特有の「寄廻り波」と呼ばれるうねり性の波浪によって、これまで大きな海岸災害が生じ、それらは「浪害」といった名称で記録されている。

図－2.4.5は富山湾における波浪災害発生箇所の沿岸方向分布と実測波高の沿岸方向分布を示したものである。前者<sup>57)</sup>は1154年から1971年までの記録に残された災害を示したものであり、後者は1952年に斉藤<sup>58)</sup>によって実測されたもので、波浪観測時の波浪は「うねり」であって、富山湾外から来襲したと記載されている。前者から、富山湾沿岸では湾中央部の滑川海岸と下新川海岸における波浪災害の発生頻度が他の地域にくらべて非常に高いことが明らかである。また、後者においても波浪災害の発生頻度の高い地域で波高が大きくなっており、両者はよく対応している。

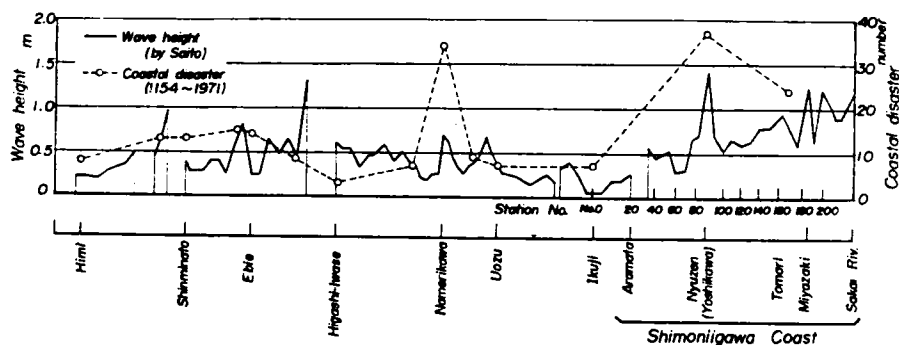
このように、波浪災害の発生頻度が非常に高い下新川海岸では、古くより高波浪に伴う海岸侵食が激しく、そのたびに海岸線近くに建てられていた家屋が内陸部へと移転したことが明らかにされている。下新川海岸の沿岸各地に残る口碑伝説<sup>59)</sup>から、古い時代の波浪災害ならびに海岸侵食の状況を抜粋すれば、次のようである。ただし、口碑伝説であるため災害などの発生年代は不詳である。



図－2.4.3 関川河口砂州の変遷



図－2.4.4 波浪災害による家屋の移転状況



図－ 2.4.5 富山湾沿岸における波浪災害の発生箇所および実測波高の沿岸方向分布

「大字目川村は……大昔は戸数貳百ほどあった村だと云う、それが一夜の間に土地が陥落して海となり、その時の神社も海底に沈んだといわれる。今より五十年ほど前、村民たち風穏かで天気の良い海水の清らかな日には四・五百間の神合にその神社の鳥居を見たことがあるという。……」

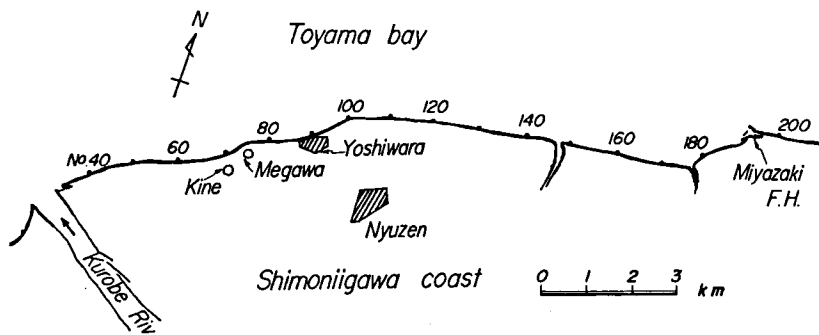
また、木根村においても、次のような話が伝えられている。

「平兵衛は海浜に近く広漠とした畑を有していた。或時其の中央に松苗を数本植えたのが成長して後に木根六本松と称せられた。然し、その後海水の侵食により此の畑は海となり此の松も海に陥ちた。現在此の松のあった地より尚約十間も海水が入り込んで居るという。……」

吉原村では、波浪災害とともに、次のような土地の欠壊が伝えられている。

「……明暦元年（1655年）の海嘯に貳万四千四百歩、同じく三年に海岸の田地及び樹林は壹万八千六百坪何れも共に瞬時に吞食せられる。今海岸を距る凡そ貳十間余の地に恵比寿堂あり海岸よりこの地に遷せしこと五度なりと云う。又字釜ノ前と云う所に今を去ること凡そ六十年前まで高さ数十丈の白砂の山ありしが之れも毎年海波に吞まれて今は其痕跡をも留めず……」

このように口碑伝説において、大きな波浪災害を被った当時の目川村、木根村および吉原村は、図－2.4.6に示す現在の位置よりさらに海側にあったものと思われ、波浪災害ごとに海岸は侵食され、田畑、



図－ 2.4.6 口碑伝説によって波浪災害を被った集落の現在の位置

家屋さえ失われ、集落としてもしだいに内陸側へ移動したものであろう。

図-2.4.7は下新川海岸の吉原地区における1970年(明治40年)以降に海岸侵食に伴って家屋が移転した状況<sup>60)</sup>を示したものであって、汀線に最も近く建てられた浜納屋はすべて撤去されるとともに、図中の右上に見られる砂丘は、現在ではすべて消滅している。さらに、1907年当時の汀線から約150mまでの家屋はほとんど移転し、1907年と1964年では汀線位置が約80m~90mも後退している。このように吉原地区のかつての中心地は現在海中に没していることは明らかである。

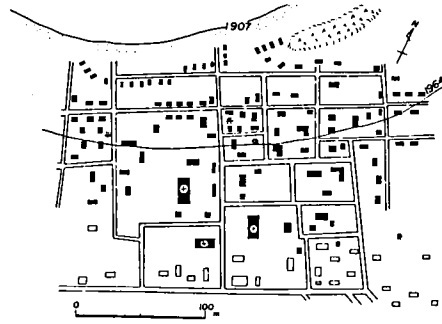


図-2.4.7 下新川海岸における海岸侵食に伴う家屋の移転状況<sup>60)</sup>

さらに、吉原地区における家屋の移転数を示すと図-2.4.8のようである。毎年のように移転したようであるが、とくに1930年代と1960年以降でその数が多く、後者は最近の生活様式の変化に伴って移転したものと考えられるが、前者は当時の波浪災害の記録によれば、1929年(昭和4年)4月1日~2日にかけて富山湾沿岸に「寄廻り波」が来襲し、下新川海岸では表-2.4.1のような被害報告<sup>60)</sup>が示されるとともに、1930年代には12回もの高波浪による災害が記録されていることから、それらの災害に伴って家屋が移転したものであろう。このように、吉原地区の家屋移転数は延約140戸にも及び、そのなかには神社仏閣が4社寺も含まれ、現在吉原地区の総戸数が約200戸余であることを考えると、約70%の家屋が移転したことになる。

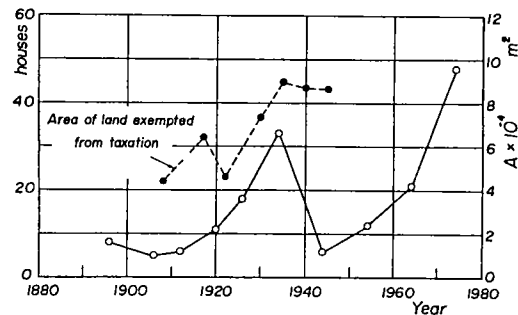


図-2.4.8 家屋移転戸数と免租地面積の経年変化

以上のように、直江津海岸および下新川海岸は歴史的に見ても、古来より海岸災害が激しいところであって、直江津海岸では、当時の日本海側の重要な港の維持との関係で海岸災害が記録されているが、下新川海岸では海岸線近傍まで耕地あるいは住宅地として土地利用が行われ、それらの土地が消失することによる災害が記録されている。とくに、直江津海岸では、海岸災害にまつわる口碑伝説がほとんどないのに比べて、下新川海岸では数多くの口碑伝説があり、しかもいずれも海岸侵食に関係するものとなっている。

## 2.4.2 樹木年輪を指標とした高波浪来襲の追算

海岸変形に最も大きく影響を与えると考えられるのは来襲波浪であるが、その観測は2.3で述べたように、計測器を用いて実施されだしたのは、第2次世界大戦後のことであって、しかも比較的最近にな

表－ 2.4.1 1929年の波浪災害による富山湾沿岸町村の被害状況

旧町村名	死傷者数	倒・半壊家屋	浸水家屋	浸水田畑	破 堤
水 橋 町	一 人	64 戸	70 戸	150,000 m <sup>2</sup>	848 m
滑 川 町		5	26		
宮 崎 村		86	40		
境 村		195			
飯 野 村	3	35			
経 田 村			17		
上 原 村	2	7	6		
五ヶ庄村		2	1		
横 山 村	3	30	15		
青 木 村				6,000	
泊 町	3	28	11		1,800
倉 垣 村			3		
新 湊 町					18
伏 木 町			5		

※ 道路流失，漁船破損約60隻あり

って，わが国沿岸の各地に観測地点が設けられてきたことは周知のとおりである。

このように計測器による波浪観測の期間は最長のものでたかだか約25年であり，しかも測得率は古い観測資料ほど低い。このため，長期間にわたる高波浪の来襲を検討するためには，十分とはいいがたい。

このような計測器による直接的な波浪観測に対して，2.3で述べたように，わが国沿岸各地の航路標識事務所すなわち灯台において，目視による波浪の観測が実施されてきており，風浪およびうねり階級として記録されている。この両者は厳密な意味での波高，周期に対応しないが，計測器による波浪観測結果とよい対応を示し，しかも観測期間も計測器を用いた波浪観測に比べて長く，風などの海象資料と同様に波浪観測実施以前に来襲した高波浪を推定して，海岸変形に及ぼす外力としての評価を試みる事が可能であることを明らかにした。しかし，このようにして来襲波浪を推定できるのは約50年程度であり，海岸地形の長期変動に及ぼす波浪の影響を明らかにするにはまだ十分とはいえず，さらにそれを延長した長期間にわたって外力を評価する必要がある。

このように，外力の長期変動を約100年にわたって推定するためには，海象の影響を直接受けるとともに，毎年何らかの方法でその影響の程度を記録し，残されていることが必須の条件といえよう。

このような条件に当てはまるものとしては，海岸防災を目的とした海岸防風林<sup>61)</sup>の樹木年輪の成長量であろう。海岸防風林を含む樹木一般は，日照，気温，降水量および風などさまざまな環境因子<sup>62)</sup>によってその成長に変化が現れ，年輪の成長がそれを物語るものであることはよく知られている。例えば，気候の

長期変動の要因として太陽の黒点数の増減などが関係する<sup>63)</sup>ことはよく知られているが、一方、速水<sup>64)</sup>および速水・大内<sup>65)</sup>は台湾産および山形県産のケヤキの年輪成長量と気候要素、北太平洋高気圧の動向および太陽黒点数などを比較検討して、それらの間により対応関係があることを報告している。また、И.В. МАКСИМОВ<sup>66)</sup>も海洋における長期変動、すなわち海象条件も太陽活動と密接に関係していることを明らかにしている。

このように、気象・海象条件によって、その成長が左右される樹木の年輪成長過程<sup>62)</sup>は、一般に次のようである。

まず、樹木の幹は一般に材部と樹皮に分けられ、その両者の間に薄い形成層がある。この形成層の細胞が増殖することによってしだいに樹木が太く成長するが、とくに春から夏にかけての気候の温暖な季節に、樹木の生育に必要な多量の水分を補給するため形成層は大きく増殖し、これが年輪にみられる比較の色が白く、軟かい部分である。これに対して、色が濃く、形成層が密で硬い部分は形成層の増殖作用が減退する夏から秋に作られ、この2つの部分が一体となって1年間の年輪成長を表し、通常1年に1回年輪が形成される。

このように、年輪の成長量、すなわち年輪の幅は、形成層の増殖の度合によるものであって、また、その度合は冬から春にかけての発芽期の環境因子に大きく影響されることがよく知られている。この環境因子とは前述のように、日照、気温、降水量および風などであるが、例えば海岸に近接して生育している海岸防風林では、海岸変形を生じさせるような高波浪の来襲時に、海塩粒子の飛散による塩害によって、樹木の葉部が茶色に変色し、仮枯状態になる。この仮枯状態になれば塩害のない年にくらべて樹木の活力が一時的に低下し、その結果年輪の成長量が減少すると言われている。

このことから、海岸に近接して生育する樹木の成長には、来襲波浪の強弱が大きく影響を及ぼすものと考えられ、2.3で述べた航路標識事務所（灯台）で目視観測された11月から3月までの冬期季節風時の風浪階級に基づく、高波浪の来襲日数および風浪階級の程度と海岸防風林の年輪成長量を対比させて、高波浪の来襲頻度の長期変動を検討する。

ここで用いた風浪階級に基づく高波浪の来襲日数の資料は、図-2.4.9に示す能登半島の約50 km沖合に位置する舢倉島で観測されたもので、舢倉島周辺に海象条件を左右させるような大きな島もなく、冬期季節風時に日本海を通過する低気圧に伴う高波浪の状況を代表できるものと考えられる。なお、舢倉島では1931年以降ほぼ継続して観測が実施されている。しかし、1944年から1949年までの6年間は、観測が中断され、その前後では観測基準が若干相違している。すなわち、前者以前では風浪階級の表示が7段階であるのに対して、後者以降では10段階となっており、両者を同一階級の風浪として取扱うことができないが、ここでは高波浪の来襲ということから同様に取扱っている。

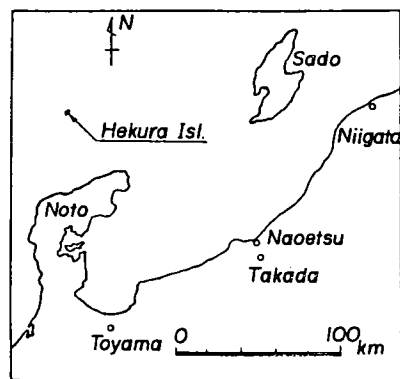


図-2.4.9 舢倉島の位置図



図-2.4.10 は舢倉島における風浪階級5（波高2.5m）以上の来襲日数の経年変化を示したもので、これから1940年前後、1952年～1956年および1966年～1970年の3つの期間で、11月から3月までの冬期季節風時5ヶ月間のうち、約60日～80日とほぼ2日に1回の割合で高波浪が来襲したことがわかる。

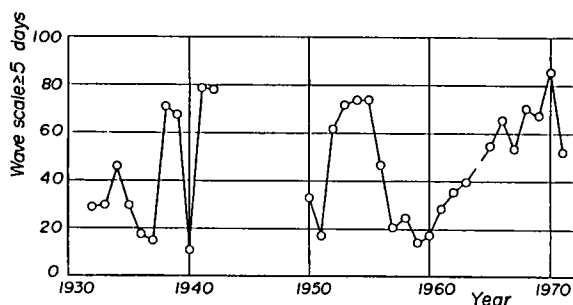
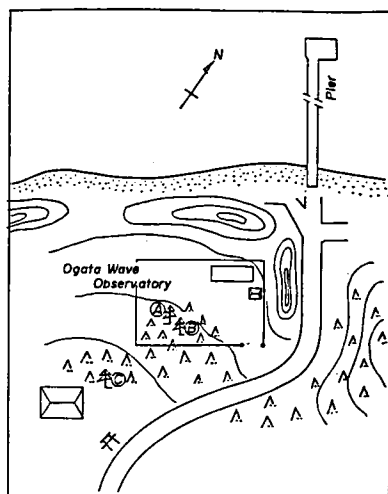


図-2.4.10 舢倉島における風浪階級5以上の来襲日数の経年変化

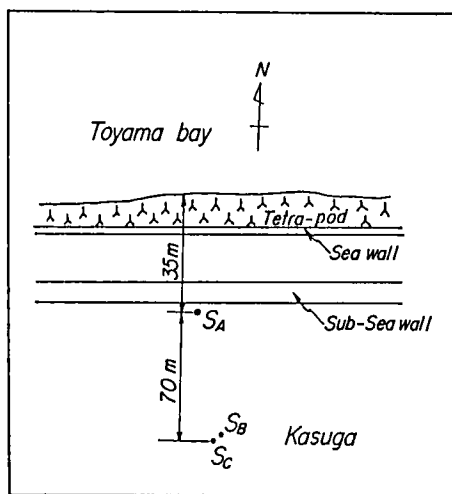
一方、海岸防風林の年輪成長量を測定するため、次のような方法で樹木を採取し、計測を行った。

まず、樹木の採取については、新潟県直江津より約15km北の大潟海岸に面した京都大学防災研究所付属大潟波浪観測所構内および富山県下新川郡入善町春日付近の2ヶ所で行った。いずれも採取した樹木の生育していた位置は、海岸に近接しており、とくに下新川海岸で採取した樹木は、消失寸前の砂丘上に生育していたもので、かつて砂丘前面には広い砂浜が存在したと言われていることから、植林当時は現在のように直接海に面する位置でなかったと考えられる。しかし、ここでは現在もっとも海岸に近接した海岸防風林であるとして取上げた。図-2.4.11はそれぞれの樹木の採取位置であり、写真-2.4.1はそれぞれ計測に用いた樹木の年輪を示している。さらに、大潟海岸および下新川海岸で対象とした樹木の種類はいずれも黒松である。

年輪の計測は年輪幅を擬似年輪に注意して、いずれの樹木とも年輪の中心から外力の来襲する主方向にマイクロメーターで読取った。大潟海岸で採取した樹木のうち、 $O_A$ および $O_B$ は樹高約10mで、 $O_A$ の樹木は防風林帯のもっとも海側に生育しており、高波浪時の海塩粒子の飛散による影響をもっとも受



(a) 直江津・大潟海岸

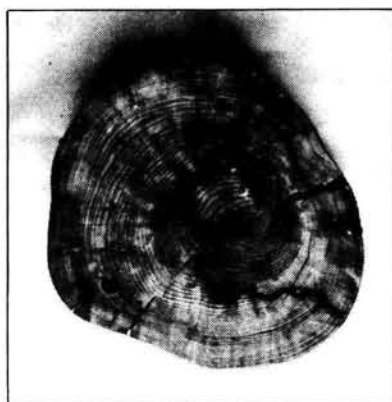


(b) 下新川海岸

図-2.4.11 樹木の採取位置図



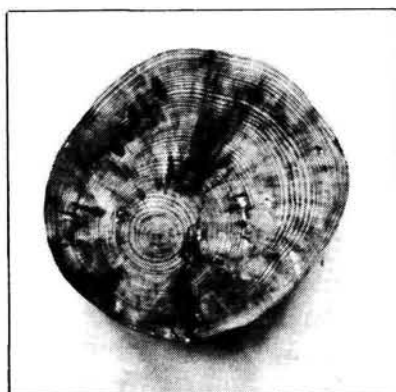
(1) O<sub>A</sub>



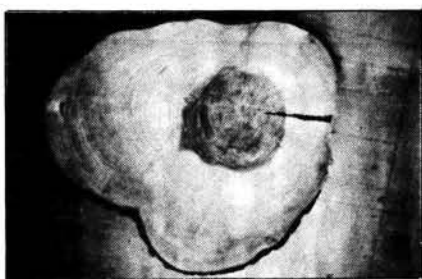
(1) S<sub>A</sub>



(2) O<sub>B</sub>



(2) S<sub>B</sub>



(3) O<sub>C</sub>



(3) S<sub>C</sub>

(a) 直江津・大潟海岸

(b) 下新川海岸

写真- 2.4.1 採取樹木(黒松)の年輪

けているものと考えられる。また、 $O_B$  の樹木は防風林帯の中間に生育していたものであって、その樹木の周囲は、ほぼ同様の樹高を有する黒松で囲まれており、さらに、 $O_C$  の樹木は防風林帯のもっとも外側、つまり陸側に生育していたものであり、しかもその樹木の南側には日照を防げる植生などがまったく無く、樹木の生育にとって前2者に比べて良好な条件のところに位置していたと考えられる。

このような植生条件の相違する位置に生育する樹木は、当然ながら、同一の気象条件下でもその成長に変化がみられるはずであり、とくに $O_A$  および  $O_C$  の年輪の成長に関しては、海からの外力の寄与が大きく相違するものと考えられる。このことは、 $O_A$  および  $O_B$  の樹木が約 80 年の年輪を示すのに対して、 $O_C$  の樹木ではそれが約 70 年であるにもかかわらず、樹木の直径は $O_A$  と  $O_B$  が約 30 cm であるが  $O_C$  は約 50 cm となっていることから明らかであろう。

これら海岸防風林の年輪成長量の経年変化を示したものが図-2.4.12であり、樹木の生育していた位置によって年輪成長量には若干の相違が見出されるが、ここでは両海岸で採取した樹木のうち、もっとも海に近接して生育していた $O_A$  および  $S_A$  の樹木の年輪成長量を指標として、とくに年輪成長量の大きな値、すなわち成長の著しい年よりもその成長が急激に低下した年を対象とし、成長の低下が海岸からの外力の強弱、つまり高波浪の来襲によって影響されるものと考え、前述の気象・海象条件との関係を検討することにする。

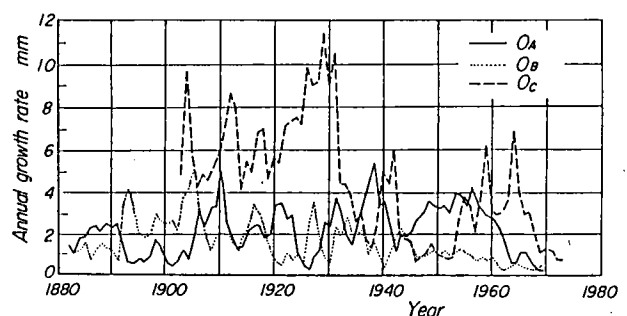


図-2.4.12 年輪成長量の経年変化

気象・海象条件のうち、年輪成長に影響するものとして発芽期の気温変化を明らかにしたものが図-2.4.13である。ここでは、下新川海岸における長期間の気象観測資料がないため、直江津より約 3 km 内陸部の高田測候所<sup>67)</sup>で観測された3月の日最低气温の月平均値を用いている。これによると、+3℃から-2.5℃の範囲で変化

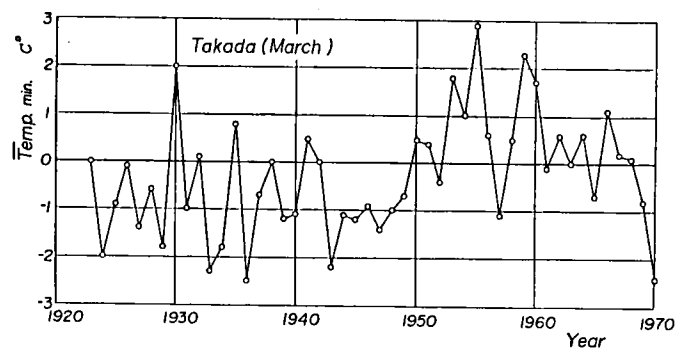
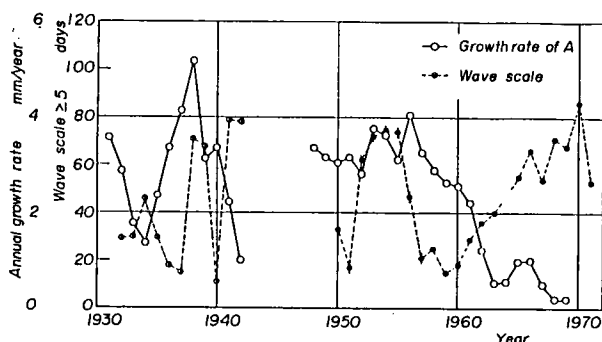


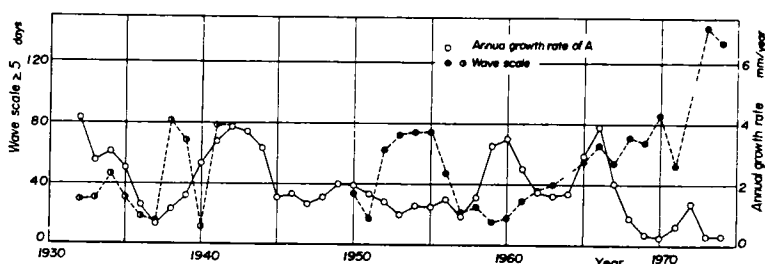
図-2.4.13 3月の日最低气温の月平均値の経年変化

しているが、とくに1953年から1960年までの期間でその気温が高くなっており、図-2.4.12に示す樹木 $O_A$ の年輪成長量が大きい年とよい対応を示している。

一方、高波浪の来襲の追算を行うため、図-2.4.14に示すように年輪成長量と舳倉島における風浪階級5以上の来襲の関係を明らかにする。ただし、ここで抽出した年輪成長量は、その平均値以下を示す年のものであって、前述のように発芽期の気温が高い場合には、高波浪の来襲頻度が高いにもかかわらず



(a) 直江津海岸



(b) 下新川海岸

図-2.4.14 年輪成長量と風浪階級5以上の来襲日数の経年変化

らず、年輪成長がより以上に気温の影響を受けるためである。また、図-2.4.14(a)では高波浪の来襲日数が多いにもかかわらず、年輪成長量の値が大きい年があり、それを明らかにするため最低気温をさらに詳細に検討した結果、一般に最低気温が、 $0.6^{\circ}\text{C}$ 以上になれば年輪成長量も大きくなり、気温の影響をより大きく受けることが明らかとなった。

以上のように、図-2.4.14から年輪成長量と風浪階級5以上との関係には、かなりのばらつきはあるが、その両者にはよい対応関係が見出せる。

さらに、舳倉島で観測された風浪階級と直江津港で観測された計測器による観測波高を用いて、同一観測年の両者の関係を示すと図-2.4.15であり、これから図-2.4.14および2.4.15に示した年輪成長量と風浪階級5以上および有義波高1.5m以上の来襲日数から、その両者の関係を見たものが図-2.4.16である。さらに、これらの関係から波浪観測の開始以前を含めた高波浪の来襲日数の追算を行ったものが図-2.4.17である。なお、図

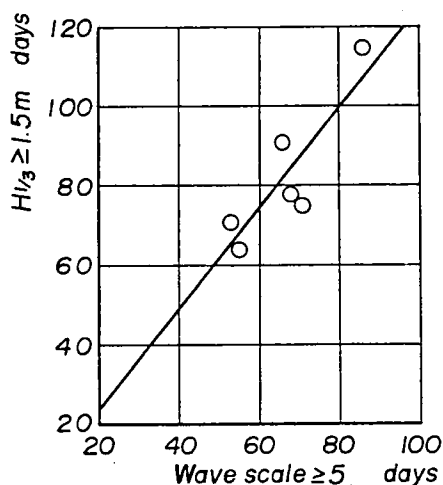
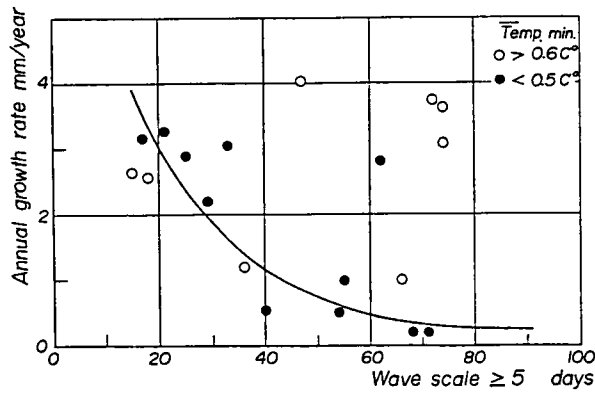
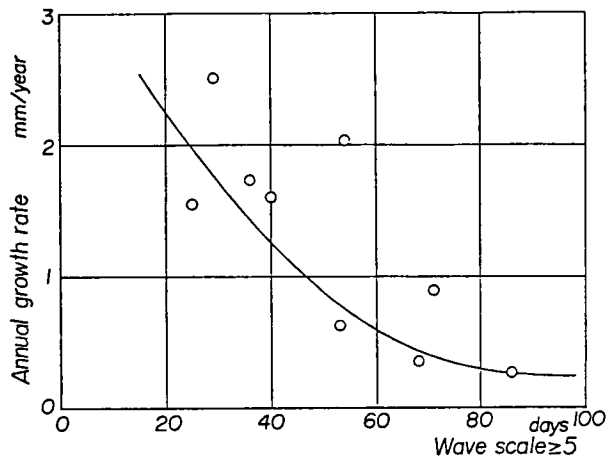


図-2.4.15 風浪階級5以上および有義波高1.5m以上の来襲日数の関係



(a) 直江津海岸



(b) 下新川海岸

図-2.4.16 年輪成長量と風浪階級5以上の来襲日数との関係

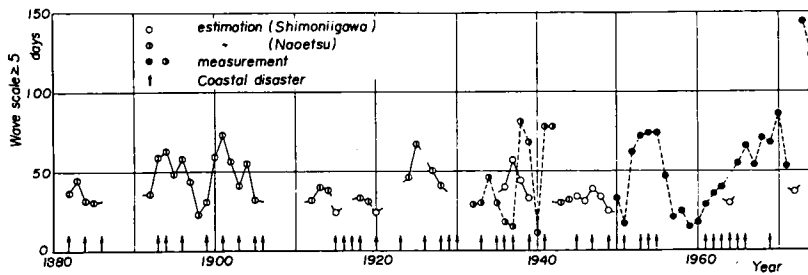


図-2.4.17 年輪成長量に基づく高波浪の来襲日数の追算

中の1950年以降については、舳倉島における風浪の目視観測の値をも示し、また矢印で富山湾沿岸および直江津海岸における波浪災害の発生状況も図示してある。この図から、約1890年～1905年、1924年～1928年、1952年～1956年および1964年以降に高波浪の来襲の頻度が高くなっていることが追算され、図中の波浪災害の発生年とも比較一致することが見出される。しかし、高波浪の発生はかならずしも波浪災害となって現れるものでなく、海岸付近の土地利用形態や人為的な防災構造物の築造と関

係することはいうまでもないことである。

以上のように、気象・海象条件を考慮するならば、海岸波浪の影響を受ける海岸防風林の樹木の年輪成長量から、波浪観測が実施される以前の長期間にわたる高波浪の来襲を追算することが可能であり、さらに波浪災害を考察する資料としても十分活用できることが示唆される。

## 2.5 結 語

以上、2.1において、海岸地形の形成に影響する外力として、海面変動の短期間および長期的な変化を明らかにするとともに、海岸に直接的な影響を与える来襲波浪について、波浪災害史および海岸防風林の年輪成長量を指標とした過去の来襲波浪の追算を行ったが、以下に主要な結果を要約して結語とする。

まず、2.1では、わが国の位置する地理的な条件から季節的にもその特性が相違する波浪が来襲し、海岸災害の大きな要因となっており、また、太平洋造山帯に属するわが国では、地盤変動が海岸災害、とくに海岸侵食を助長する場合のあることを述べ、本章の研究目的を述べた。

2.2では、わが国の海岸地形の骨格を形づくった地質時代の長期的な潮位変化、すなわち海面変動について、これまで地形学者によって調査されてきた結果をとりまとめ、わが国でも諸外国と同様に、最終氷期以降平均海面は上昇傾向にあり、これに伴う海岸線の後退が生じてきていることを示した。

さらに、潮位観測が開始された過去約90年間にわたる潮位資料から、わが国沿岸の潮位の分布と季節変化および長期変動を明らかにするとともに、相対的に潮位の上昇をもたらす地盤沈下の関係について述べた。まず、潮位と地盤沈下の関係については、わが国でも地盤沈下が問題となり、ひいては海岸堤防など防災施設の海面に対する相対的な沈下を引き起し、海岸災害の危険度が高まる傾向になっている。そこで、わが国でも地盤沈下が顕著な大阪市および新潟市をとりあげた。大阪市では、大阪港における地盤沈下量が1941年から25年間で約1.1 mにも達しているが、その期間の相対的な潮位上昇量は最大約1.3 mにも及んでいることが明らかとなった。このことは潮位自身の長期的な上昇傾向として見られることで、平均的には年当たり約2 mmの潮位上昇があることに相当する。一方、新潟市においても、地盤沈下に伴う浸水などの被害は顕著であり、とくに新潟西海岸は当初海岸堤防などの構造物はほとんどなく、地盤の沈下はただちに潮位の上昇として海岸線に影響を与え、冬期季節風時の高波浪の来襲と相まって海岸侵食の主要な原因の1つであることを明らかにした。

また、わが国沿岸の潮位観測資料から潮位の地域分布を求め、大阪湾、伊勢湾および瀬戸内海沿岸は前述の地盤沈下に伴う相対的な潮位の上昇が顕著であること、日本海沿岸とくに北陸沿岸では逆に相対的な潮位の低下を示すが、一方、東北太平洋沿岸では1945年以降急激な潮位上昇傾向にあることを示した。さらに、この潮位の上昇および低下は地盤変動と密接に関係しており、この地域分布からその地域が1つのブロックとして地盤変動を起こしていることも推察された。

2.3では、海岸変形に大きな影響を与える海岸波浪について、その地域特性と季節変化を長期間の観測資料がある目視観測の結果に基づいて考察した。この結果、日本海沿岸では冬期季節風時に高波浪が来襲するのに対して、太平洋沿岸では、冬期季節風時と夏期の台風時に高波浪が来襲することを明らかにした。また、高波浪の来襲日数から日本海沿岸の北陸地方から北海道西部および太平洋沿岸の御前崎

以西の来襲日数が多く、平均的には年間100日～150日にも及ぶことがわかった。

このような高波浪の来襲に伴って、わが国各地で海岸災害が毎年のごとく発生しているが、2.4では波浪災害として、その頻度が高く、しかも冬期に集中している新潟県直江津海岸および富山県下新川海岸について、歴史資料から最近の調査資料をも含めた長期的な視点から波浪災害の実態を明らかにした。直江津海岸では、度重なる高波浪の来襲によって海岸侵食が発生し、海岸沿いの集落がより内陸への移動を余儀なくされたことや、災害の発生に伴って年貢米の割当量が減じられたことなどを述べた。また、富山県下新川海岸においても、海岸侵食の激化とともに集落の移転はもとより、地籍図に記載されている耕地さえ現在では海中に没しており、海岸侵食に由来する口碑伝説が数多く残されていることを述べた。さらに、古来より数多くの波浪災害は史実として残されているが、波浪についての記載はあまりなく、とくに長期間にわたる高波浪の来襲を検討することは十分ではない。そこで、高波浪の来襲がほぼ冬期に限定される日本海側の海岸防風林の年輪成長量を指標として、過去の高波浪の来襲頻度の追算を行った。この年輪成長量は樹木の発芽期の気温とも関係するが、冬期に高波浪の来襲頻度、すなわち来襲日数の多い年ほど年輪成長量が小さくなることがわかった。このことから、計測機器による観測につないで、波浪観測が開始される以前の高波浪の来襲状況のある程度推算することができるので、波浪災害を考察する資料として十分活用できることを示唆することができた。

## 参 考 文 献

- 1) 建設省河川局：海岸統計（昭和58年版），1984.
- 2) Strahler, A.N. : Physical geography, John Wiley & Sons, Inc., 1975.
- 3) 渡辺 光：地形学，古今書院，1963，pp. 282 - 312.
- 4) 土木学会編：日本の土木地理，1974，pp. 361 - 404.
- 5) Nomitsu, T and M.Okamoto : The case of the annual variation of the mean sea level along the Japanese coast, Mem. Coll. Sci. Kyoto Imp. Univ., 10, 1927, pp.125 - 161.
- 6) Hayashi, T: A study on the vertical movements of the earth's crust by means of the precise leveling, Bull., Geogr. Surv. Inst., Vol. 15, 1969, pp.1 - 67.
- 7) 日本地理学会：最終氷期以後の海水準変動と地形発達 — 1976年秋季大会シンポジウム — ，地理学評論，Vol. 50, No. 3, 1977, pp.172 - 184.
- 8) 井関弘太郎：日本における海水準変動研究の展望，地理学評論，Vol. 51, No. 2, 1978, pp.188 - 196.
- 9) 羽島謙二・柴崎達雄共編：第四紀，共立出版株式会社，1969，pp. 69 - 97, 246 - 268.
- 10) Fairbridge, R.W: Eustatic change in sea level, Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 4, 1961, pp.99 - 185.
- 11) Shepard, F.P.: Submarine geology, Harper & Row Pub., 1963, pp.152 - 278.
- 12) 森脇 広：完新世における海水準変動の諸問題 — 諸外国の例 — ，地理学評論，Vol. 51, No. 2, 1978, pp.176 - 187.

- 13) 吉川虎雄・貝塚爽平・太田陽子：土佐湾北東岸の海岸段丘と地殻変動，地理学評論，Vol. 37，No. 12，1964，pp. 627－648.
- 14) 中田 高・高橋達郎・木庭元晴：琉球列島の完新世離水サンゴ礁地形と海水準変動，地理学評論，Vol. 51，No. 2，1978，pp. 87－108.
- 15) 太田陽子・町田 洋・堀 信行・小西健二・大村明雄：琉球列島喜界島の完新世海成段丘 — 完新世海面変化 — ，地理学評論，Vol. 51，No. 2，1978，pp. 109－130.
- 16) 豊島吉則：山陰海岸における完新世海面変化，地理学評論，Vol. 51，No. 2，1978，pp. 147－157.
- 17) 小元久仁夫・大内 定：仙台平野の完新世海水準変化に関する資料，地理学評論，Vol. 51，No. 2，1978，pp. 158－175.
- 18) 横田佳世子：房総半島南東岸の完新世海岸段丘について，地理学評論，Vol. 51，No. 5，1978，pp. 349－364.
- 19) 前田保夫：1 万年前以降の瀬戸内海東部の海面変化 — とくに大阪湾，播磨灘について — ，海と空，Vol. 56，No. 2, 3，1980，pp. 91－96.
- 20) 東木竜夫：貝塚分布の地形学的考察，人類学雑誌，No. 41，1926，pp. 524－552.
- 21) 東木竜夫：地形と貝塚分布より見たる関東低地の旧海岸線，地理学評論，Vol. 2，No. 7～9，1926，pp. 597－607，659－678，746－773.
- 22) 前田保夫：縄文の海と森 — 完新世前期の自然史 — ，蒼樹書房，1980.
- 23) 正井泰夫：都市環境としての大江戸の水系と海岸，筑波大学人文地理学研究，Ⅳ，1979，pp. 93－95.
- 24) Sunamura, T.: Coastal cliff erosion due to waves — Field investigations and laboratory experiments — ，Jour. the faculty of engineering, the University of Tokyo, Vol. XXXⅡ，No. 1，1973，pp. 1－38.
- 25) Koh, R.: Beach erosion and quaternary sea level, Coastal Engg. in Japan, Vol. 12，1969，pp. 121－128.
- 26) 岩崎敏夫・阿部至雄：海岸侵食に関する地史的資料の解析，自然災害資料解析，Vol. 4，1977，pp. 1－16.
- 27) Bruun, P.: Sea level rise as a cause of shore erosion, Proc. A S C E, WW1，1962，pp. 117－130.
- 28) Kraft, J. C.・C. J. John and E. M. Maurmeyer: Morphology of coastal barriers, Delaware, U. S. A., Proc. 16 th Coastal Engg., Conf., 1978，pp. 1232－1243.
- 29) 高 隆二：海岸侵食と海水準変動，第 15 回海岸工学講演会講演集，1968，pp. 141－148.
- 30) 高 隆二・藤井 充・三宅義雄：浮沈空母，港湾，No. 4，1984，pp. 60－67.
- 31) 大阪管区気象台技術部観測課：大阪港検潮所の水準測量成果について，測候時報，41－6，1974，pp. 175－182.



- 32) 檀原 毅：油壺の上下変動，測地学会誌，Vol. 19，No. 1，1973，pp. 22 - 33.
- 33) 新潟地区地盤沈下調査委員会：新潟の地盤沈下，第一輯，1959.
- 34) 新潟県：新潟の地盤沈下，第二輯，1962.
- 35) 新潟県土木部：新潟海岸の欠潰について，1960.
- 36) 山田正平：新潟海岸の欠潰について，第2回海岸工学講演会講演集，1955，pp. 175 - 186.
- 37) 海岸昇降検地センター：日本列島沿岸の年平均潮位とそのグラフ（明治27年～昭和50年），1976，pp. 1 - 37.
- 38) 津村建四郎：日本沿岸の平均海面およびその変動の研究(Ⅱ) — 潮位変化の地域分布 —，測地学会誌，Vol. 9，No. 2，1963，pp. 49 - 90.
- 39) 気象庁編：気象庁海洋気象観測資料，No. 31 - 54，1963 - 1974.
- 40) ECOR日本委員会波浪委員会編：海洋波浪の調査研究に関する現況報告書，1975，pp. 8.
- 41) 水路局編：本邦海岸気候表，1948，pp. 99 - 101.
- 42) 海上保安庁燈台部編：燈台気候表，1964，23 p.
- 43) 科学技術庁資源調査会：伊勢湾台風災害調査報告，科学技術庁資源調査会報告，第17号，1960.
- 44) 上森千秋・王井佐一・土屋義人・安田孝志：土佐湾沿岸における海岸災害，昭和51年9月台風17号による災害の調査研究報告書（研究代表者中島暢太郎），昭和52年3月，pp. 61 - 67.
- 45) 豊島 修・斉藤 晃・小菅 晋・煙山政夫：7920台風による駿河湾沿岸の海岸災害について，第27回海岸工学講演会論文集，1980，pp. 552 - 556.
- 46) 豊島 修・高橋 彌・鈴木 勲：静岡海岸の侵食特性について，第28回海岸工学講演会論文集，1981，pp. 261 - 265.
- 47) 富山県土木部：富山湾海岸侵食調査報告書，1969，pp. 67 - 110.
- 48) 日下部正雄：19世紀末までの中部地方および三重県の気象災害（その1）・（その2）・（その3）・（その4），研究時報，第27巻，2・3・4号，1975，pp. 81 - 96，pp. 119 - 135，pp. 159 - 173，pp. 203 - 217.
- 49) 富山県海岸対策協議会：富山湾海岸侵食調査報告書，1952，pp. 265 - 298.
- 50) 富山県土木部：富山湾における海岸侵食及び海岸構造物の経年変化に関する調査報告書，1971，pp. 250 - 282.
- 51) 新潟県中頸城郡直江津町：直江津町史，1954，pp. 383 - 432，pp. 813 - 847.
- 52) 中沢 肇：直江津の昔と今，1967.
- 53) 越後頸城郡誌稿刊行会：訂正越後頸城郡誌稿，豊島書房，1969.
- 54) 渡辺慶一：越後府中文化，1951，pp. 145 - 164.
- 55) 中戸賢亮：直江津こぼれ話，北越出版，1974.
- 56) 直江津の歴史編集委員会：直江津の歴史，直江津市教育委員会，1971.
- 57) 小林清次：富山湾の沿岸風，波浪，ウネリの観測及び浪害状況，富山湾海岸浸蝕調査報告書，富山県海岸対策協議会，1952，pp. 265 - 298.

- 58) 齊藤外吉：富山湾海岸浸食調査報告書 — 富山湾海岸における現地観測 — ，富山県海岸対策協議会，1953，pp.1－20.
- 59) 浦口正男：入善町の口碑伝説，入善町学校教育研究会社会科部会，1961，pp.1－65.
- 60) 奥田新作：富山県東部の海岸侵食，富山県地学地理学研究論集，1970，pp.59－66.
- 61) 防災ハンドブック編集委員会：防災ハンドブック，技報堂，1964，pp.681－695.
- 62) 原田 泰：森林気象学，1951，pp.152－185.
- 63) 西岡秀雄：気候700年周期説 — 寒暖の歴史 — ，好学社，1974.
- 64) 速水頌一郎：西紀1650年 — 暗黒から黎明への時代 — ，京都大学防災研究所年報，第10号A，1967，pp.1－11.
- 65) 速水頌一郎・大内正夫：北太平洋亜熱帯高気圧の変動と北陸の降雪，京都大学防災研究所年報，第8号，1964，pp.241－253.
- 66) И.В.МАКСИМОВ（高野健三・遠藤昌宏共訳）：地球・月・太陽による海洋・気候の長期変動，東海大学出版会，1974.
- 67) 高田測候所：高田測候所50年報，1973.

### 3. 砂浜海岸の分類とその特性に関する研究

#### 3.1 概 説

わが国を取りまく海岸線は、人間生活の高度な発展に伴って古くから改変され、変貌してきている。とくに、最近では海岸線近傍の利用のみならず海岸保全を目的とした各種の海岸構造物の築造が行われてきているが、海岸線の形態から自然海岸、半自然海岸および人工海岸と大きく3つのタイプに分けることができる。最近の環境庁の調査<sup>1)</sup>によれば、わが国の海岸線約3.4万kmのうち自然海岸（岩石および砂浜海岸を含む）は約59%の約2万kmにすぎず、それに対して消波工など構造物の設置されている半自然海岸は約13%の4千kmおよび海岸堤防や護岸で囲まれた人工海岸は、約27%の9千kmにも及んでいる。このように白砂青松で代表される日本美の海岸が変貌し、失われつつあるといえよう。表-3.1.1はわが国の都道府県別に見た海岸区分別延長距離を示している。このうち自然海岸の占める割合が20%以下の府県は、神奈川、富山、愛知および大阪となっている。東京都は自然海岸の割合が高く、それと同列ではないが、八丈島や三宅島など多くの離島を含んだものであって、自然海岸は実質的に0%であると考えてよいであろう。このように、自然海岸の占める割合が小さな府県は、いずれも海岸線近傍が工業用地として開発され、埋立が進んだところ、あるいは顕著な海岸侵食地域といえるであろう。

一方、自然海岸を砂浜海岸および崖海岸に分けると、両者ともほぼ同じ50%づつであり、このうち砂浜海岸の規模について田中<sup>2)</sup>は、わが国の地質構造区分と対比して、神奈川と新潟を結ぶ線より北側の東北日本では、その延長距離が数10kmにも及ぶ大規模砂浜海岸が多く、ただし、宮城、岩手の両県では、山地が直接海に接したリアス式海岸で代表されるような岩石崖海岸とそれらに内含された小規模な砂礫海岸が多いことを述べている。また、西南日本を中央構造線で内帯と外帯に分け、太平洋側に面する外帯では短い砂浜と長い砂浜の出現率が共に大きく、種々の規模の砂浜海岸が見られることを示している。一方、瀬戸内海沿岸を含む内帯では短い砂浜の出現率が大きく、最大規模の砂浜海岸でも20km～30km程度の延長距離であり、このように地質構造は地形のみならず地域的にも砂浜海岸の規模と密接に関係していることを明らかにしている。

わが国の府県で統計上もっとも自然海岸の割合が少ない大阪府の大阪湾東岸について、海岸線の形態とくに砂浜海岸の変化<sup>3)</sup>を経年的に見たものが図-3.1.1である。1948年当時の砂浜海岸にはほとんど構造物が設置されていなかったことが明かであるが、度重なる台風に伴う高潮災害や海岸線近傍の土地利用の変化に伴ってしだいに海岸構造物が設置、築造され、現在では自然の砂浜海岸は消失の危機に瀕しているといってもよいであろう。

このように、わが国各地の海岸で消失の危機に瀕している砂浜海岸を維持し、復活させると同時に、これまでの海岸堤防方式による海岸線の防護から、砂浜のもつ絶大な消波機能を生かした新しい海岸保全工法の開発と対策が講ぜられつつある。

表-3.1.1 わが国における海岸区分別延長距離

	自然海岸		半自然海岸		人工海岸		総延長
	km	%	km	%	km	%	km
北海道	1,959.45	65.97	413.75	16.20	518.72	17.46	2,970.47
青森	422.31	56.67	110.83	14.87	210.21	28.20	745.24
岩手	579.26	86.78	6.91	1.04	78.29	11.73	667.44
宮城	603.00	72.91	42.57	5.14	179.85	21.75	827.05
秋田	154.72	59.71	68.95	26.61	33.56	12.96	259.09
山形	74.98	68.36	3.84	3.50	30.44	27.75	109.69
福島	53.95	32.59	79.22	47.86	32.07	19.37	165.54
茨城	54.89	36.55	50.22	28.51	59.80	33.95	176.16
千葉	215.68	38.54	41.66	7.45	298.97	53.44	559.52
東京	570.03	73.93	8.54	0.65	295.01	25.07	776.31
神奈川	89.88	21.30	40.92	9.69	287.45	68.12	422.00
新潟	290.85	50.71	130.23	22.71	145.94	25.45	573.48
富山	15.92	14.63	27.34	25.14	60.17	55.31	108.78
石川	249.53	43.35	129.62	22.52	195.09	33.90	575.57
福井	253.98	62.66	59.96	14.78	89.74	22.14	405.36
静岡	320.09	62.54	37.38	7.08	152.17	28.83	527.80
愛知	45.64	8.29	22.50	20.41	282.55	29.42	551.11
三重	609.53	55.55	165.77	15.11	280.23	25.54	1,097.33
京都	189.60	56.10	23.05	7.19	111.75	34.91	320.16
大阪	3.56	1.90	11.86	6.31	166.43	88.64	187.77
兵庫	249.69	34.00	138.39	18.85	340.64	46.60	734.20
和歌山	358.00	62.00	107.53	18.63	106.13	18.36	577.48
鳥取	94.89	65.30	40.12	27.75	7.55	5.23	144.54
島根	699.98	82.43	62.12	7.32	86.57	10.19	849.20
岡山	243.08	48.89	79.60	16.02	167.17	33.62	497.20
広島	369.58	34.97	59.02	5.58	621.02	58.79	1,056.55
山口	771.32	54.64	66.02	4.67	563.25	39.93	1,410.72
徳島	180.19	52.46	39.17	11.41	117.27	34.14	343.47
香川	350.31	50.83	138.03	20.02	194.79	28.26	689.25
愛媛	753.23	49.36	365.66	23.96	387.89	25.42	1,525.95
高知	355.83	51.61	190.36	27.61	136.39	19.78	689.45
福岡	194.95	34.00	87.38	15.22	285.68	49.80	573.62
佐賀	184.36	52.30	3.34	0.95	160.36	45.41	353.17
長崎	2,942.40	70.69	587.28	14.11	630.68	15.16	4,162.14
熊本	429.10	40.60	138.89	13.13	483.24	45.72	1,057.02
大分	287.59	41.53	93.29	13.43	301.89	43.53	692.35
宮崎	312.32	70.61	36.79	8.32	88.11	19.92	442.29
鹿児島	2,136.10	79.18	229.76	8.52	317.98	11.78	2,697.78
沖縄	1,288.36	78.18	244.94	14.87	94.40	5.72	1,647.93
総計	18,967.17	58.96	4,340.36	13.49	8,598.95	26.73	32,170.21

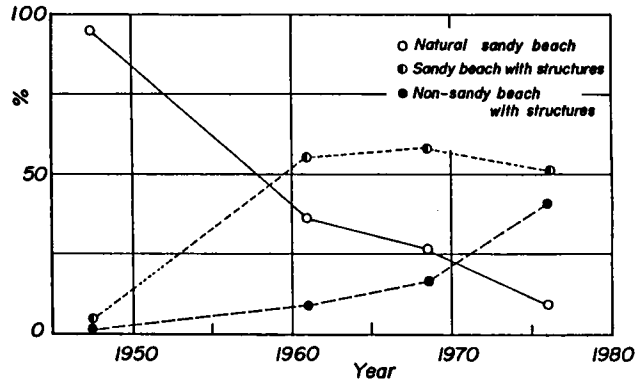


図- 3.1.1 大阪湾東岸における砂浜海岸の経年変化

3.3では、まず3.2において、海岸地形を大きく崖海岸と砂浜海岸に区分し、とくに、小規模なポケットビーチを内含する崖海岸を、硬岩から構成された岩石海岸と軟岩から成るいわゆる崖海岸に細分類して、それぞれの海岸の侵食過程とポケットビーチの形成について考察する。また、砂浜海岸もその規模によって区分し、大河川河口部に多く見られる大規模砂浜海岸および小規模なポケットビーチの特性を考察する。

3.3では、砂浜海岸が漂砂作用によって形成されたものであり、漂砂の動態、とくに海岸土砂収支を考慮して閉漂砂海岸、擬閉漂砂海岸および開漂砂海岸の3つに分類して、その特性を述べるとともにそれに対応したわが国各地の砂浜海岸を例示する。

3.4では、各地に見られる砂浜海岸の形状、とくに安定と考えられる砂浜海岸の平面形状について、その一般化を行うとともに、砂浜海岸の分類にしたがって海浜断面形状の特性を来襲波浪特性との関係から考察する。

3.5では海浜の底質特性についてその沿岸方向分布、汀線と直角方向の分布および底質粒径と海浜勾配など、それぞれの海岸分類について比較、考察する。

さらに、3.6では、これまで考察してきた自然海岸に見られる安定な砂浜海岸として一般化した形状特性に基づいて、外力を制御するとともに砂浜海岸の消波機能を利用した、海岸水理学的にも有意な安定海浜工法を提案して、それに基づく砂浜海岸の安定形状に関する実験を行い、現地の安定な砂浜海岸の形状特性との比較、沿岸漂砂の有無による海浜の形状特性および安定な海浜の形成条件の考察を行う。

### 3.2 海岸地形の分類

海岸線は陸地と海が接するところであって、人間活動が最も活発に行われているところである。このような海岸線近傍の地形変化を長期的な観点から見ると、海岸地形を変化させる波浪・潮汐などの外力とともに、地殻運動に起因する土地の昇降といった内力がある。とくに、地殻運動はいつの時代でも、わずかつづ進行しているものであるが、時として短時間の間に急激な地形変化を与えることは周知のとおりである。例えば、1923年9月に発生した関東大地震に伴って相模湾沿岸では地盤の低下が生じ、

その結果広範囲な海岸侵食が発生している。また、全地球的な大気の大循環に起因する気候変動に伴って、極地をはじめとする各地の氷河が消長し、2.2で述べたように、現在まで4度の海進・海退といった海水準の変動をもたらし、それも海岸地形の変化を生じさせる一要因となっている。

これら諸作用によって変化する海岸地形を系統的に把握するために、その性格の相違点や類似点をとらえて分類する試みが従来より種々行われている。

D.W. Johnson<sup>4)</sup>は地形発生的な立場から、ある海岸が地形的にどのように形成され、変化していくかということを説明するために、海岸を沈水海岸、離水海岸および中性海岸の3つのタイプに分類している。しかし、この分類は地形の形成は主として地殻運動に基づいて生じるとしたものであって、その地形変化の過程に不合理性を残しているといわれている。

また、W.N. Bascom<sup>5)</sup>はJohnsonと相違して、海岸工学者の立場から、北アメリカ太平洋沿岸における海岸地形を、海岸線に作用する波浪を主とする直接的な外力と底質特性の関係から分類している。しかし、わが国のような複雑な地形と地理的条件に位置するところでは、大洋からの波浪も一様でなく、Bascomの調査した北アメリカ太平洋沿岸のように画一的に地形区分を行うことは不可能である。さらに、H. Valentin<sup>5)</sup>は海岸線の前進（堆積）と後退（侵食）という点に注目して、そのなかに地殻変動による陸地の昇降および波浪などの外力による侵食と土砂堆積による陸地の前進を加えて分類している。このValentinの考え方に地形の形成に必要とする時間スケール（Time scale）を導入したA.L. Bloom<sup>5)</sup>の分類、あるいは海岸の沖方向海底勾配と波高の関係から分類したW.A. Price<sup>5)</sup>の分類など、種々の考え方に基づく地形分類がある。これらはいずれも、わが国のように造山帯に位置して地殻変動や波浪など両者の複雑な作用を受けて形成された地形を対象としたものではなく、広大で比較的地盤の安定な大陸を対象としたものであって、わが国の海岸地形に直接適用することは不可能といえよう。

一方、F.P. Shepard<sup>6)</sup>は海岸が生成された原因に着目して、地形に作用する外力を念頭に海岸地形の分類を試みている。まず、海岸を1次および2次の海岸と大きく分け、前者は陸上からの地形生成の力が海岸地形を形成したものであって、例えば海面上昇に伴う陸上地形の沈水や断層による陸地の沈水および河口デルタ地形の発達などをあげている。また、2次の海岸は主として波浪などの海からの外力や海の生物の作用によって生成された海岸であって、波食崖および波や沿岸流によって形成された砂浜海岸、さらに生物の作用によるマングローブ海岸や珊瑚礁海岸などをその例としている。このようにShepardの分類は海岸が生成された原因に注目し、その外力の要素に基づいて海岸地形を分類しているが、海岸地形生成の要素をすべて加味しようとするならば、非常に分類が複雑になること、また、海岸地形の生成にはその原因が複雑に作用している場合も少なくないが、1次の海岸が2次の海岸へと変化する過程をも含んだ柔軟性のある海岸地形の分類であり、後述する砂浜海岸の分類において詳述する。

とくに、ここでは種々の海岸のうちでも漂砂海岸を対象とするものであって、漂砂の供給源さらに漂砂移動によって変化する海岸地形を取扱うことから、漂砂海岸を狭義の砂浜海岸に限定せず、その形態から崖海岸と砂浜海岸に分類するとともに、崖海岸を硬岩から構成され侵食に強い岩石海岸および軟岩から構成され侵食に弱い、いわゆる崖海岸と3つの海岸に便宜上分類して、わが国におけるそれぞれの海岸の地域特性を概観し、また砂浜海岸については漂砂の動態に基づく分類を試みるものである。

以上のように、便宜上3つに分類した岩石海岸、崖海岸および砂浜海岸のわが国における分布を示すものが図-3.2.1であって、地域的にもその分布には相違があるとともにも大河川河口部付近に比較的規模の大きな砂浜海岸が分布する傾向にある。

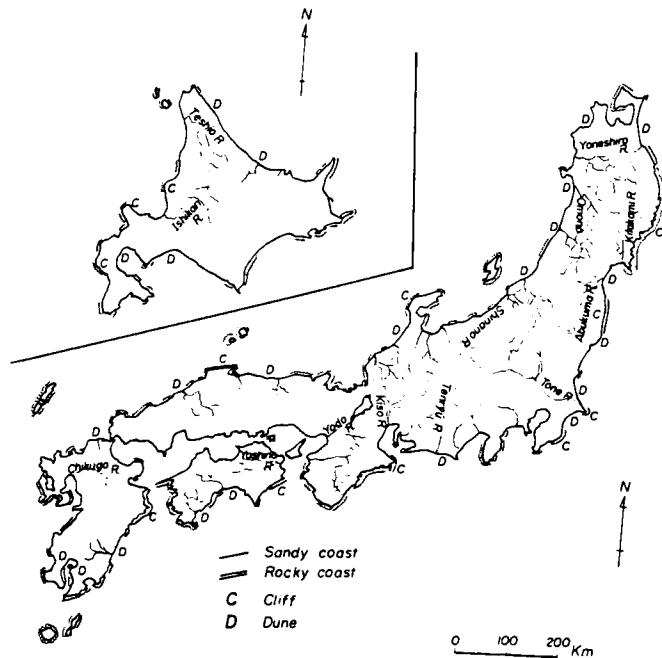


図-3.2.1 わが国沿岸における海岸地形の分布

### 3.2.1 岩石海岸

山地が直接海に迫るような海岸では、山地斜面がそのまま海底斜面に続くようなところもあるが、多くは急傾斜の海食崖で海に接している。このように、海岸に基盤岩、とくに第3紀の古生層などの地表が裸出している海岸を一般に岩石海岸と分類している<sup>7)</sup>。しかし、海岸線の広い範囲にわたって岩石海岸が続くことはまれであって、その海岸の随所に汀線の延長が十数mから数百m程度の砂浜海岸が存在することが知られている。この砂浜海岸の底質は付近の海食崖を構成する岩質から成り、また、砂浜海岸の両端は岬状の海食崖によって区分されている。このような小規模な砂浜海岸を内含する岩石海岸の形成は、Johnsonによれば図-3.2.2に示すように原地形が沈水し、その後波浪その他の外力の作用によって侵食を受け、地層の弱い部分はより侵食されるとともに、その地層が硬い岩石から構成されているところは岬状の海食崖として残り、それら岬状に残った海食崖にはさまれたところが小規模な砂浜海岸として存在するものである。

岩石海岸が侵食を受ける過程は、図-3.2.3に示すようにまず海面に近い岩石の弱線に沿って海食洞が形成され、その奥行が深くなると崩壊して海食崖となり、その崖下には海食棚が発達する。海食崖は形態的に見ると岩石の硬軟に支配され、硬い岩石から構成されているところでは、海食崖斜面の傾斜が急となる。さらに、岩石海岸の特徴として奇岩と総称されるテーブル型の海食岩などの地形がみられる。

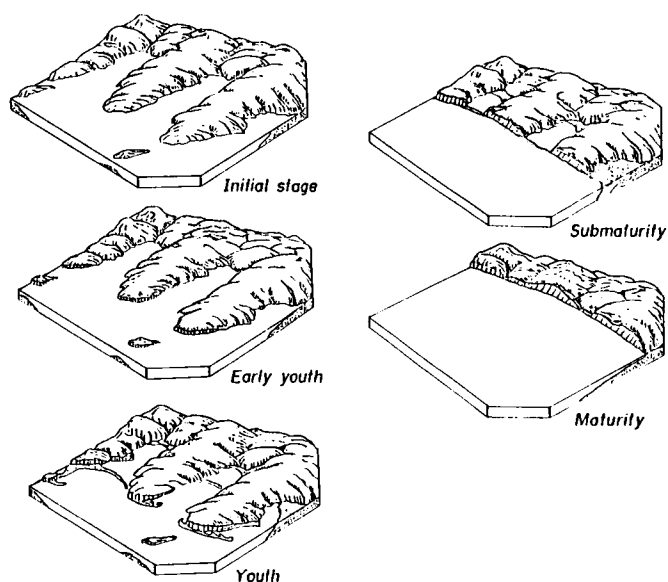


図- 3. 2. 2 Johnson による海岸地形の形成過程<sup>4)</sup>

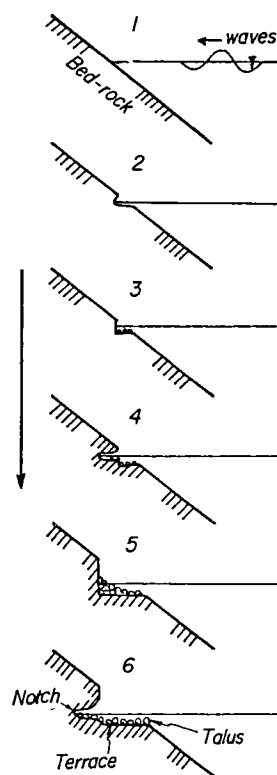


図- 3. 2. 3 岩石海岸における侵食過程の模式図

一方、入江が発達している岩石海岸では、図- 3. 2. 4 に示すように侵食によって生産された砂礫が沿岸漂砂として隣接海岸へ運搬され、堆積して両端を岬状の海食崖で区切られた小規模な砂浜海岸を形成する。このような砂浜海岸は、一般にポケットビーチと呼ばれており、ここに堆積する砂礫のほとんどが周辺山地を構成する岩石と同種のものである。さらに、砂礫の沿岸方向分布は 3. 5. 1 において詳述するように、一般に海岸の中央部付近において粒径が粗く、砂礫の淘汰も良好であって、海岸の中央部から両端の岬の方向へ砂礫が移動するために、その付近では粒径も細かく淘汰の悪い砂礫が分布する。このような岩石海岸に見られるポケットビーチの例を地形図から抽出した一例が図- 3. 2. 5 であり、また後述する底質特性の沿岸方向分布を検討した志原海岸を図- 3. 2. 6 に示す。

このように、比較的汀線の延長距離が短い小規模な砂

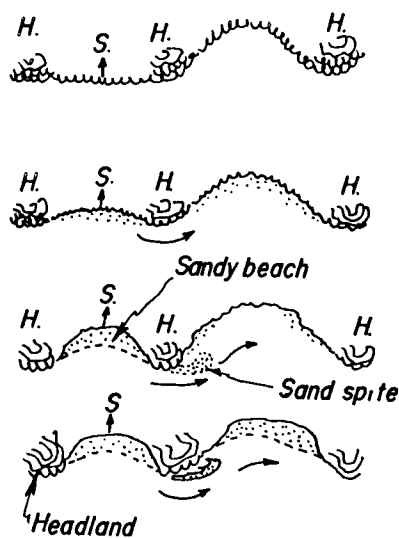
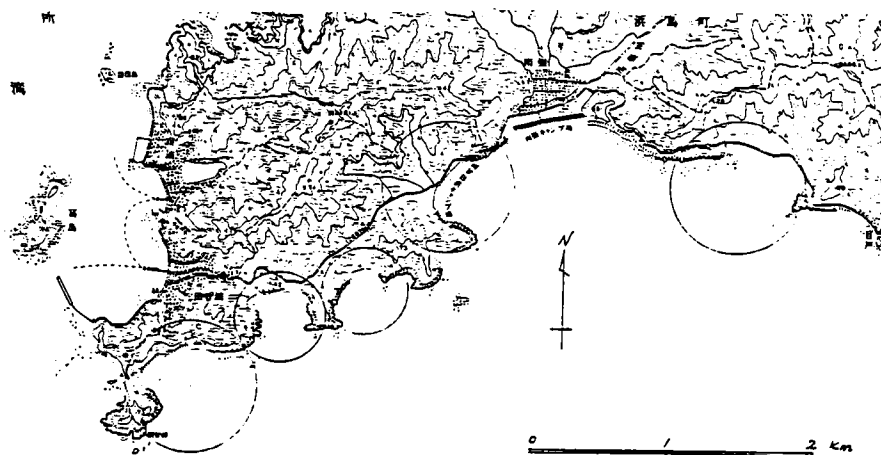
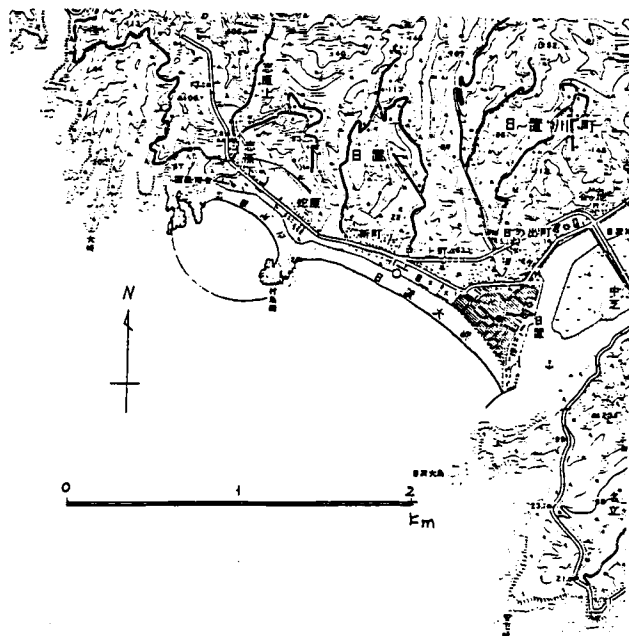


図- 3. 2. 4 岩石海岸に含まれる小規模砂浜海岸の形成過程の模式図





図－ 3. 2. 5 三重県南部海岸に見られるポケットビーチ



図－ 3. 2. 6 和歌山県志原海岸の地形

浜海岸，すなわちポケットビーチを内包する岩石海岸が広範囲に見られるのは，わが国では海岸線が屈曲に富んだ三陸沿岸，若狭沿岸，紀伊半島沿岸，徳島県南部海岸や九州西岸などに多く，いずれもリアス式海岸と地形学上分類されている地域である。この小規模な砂浜海岸は一般にその平面形状が図－ 3. 2. 5 に示したように，対称形をなしていることおよび半円形に近いものが多いために，前述のように円弧や放物線形で近似しようとする試みが豊島ら<sup>8)</sup>や久田ら<sup>9)</sup> および真嶋<sup>10),11)</sup> によって行われてきた。

### 3.2.2 崖海岸

崖海岸は前述したように、それを構成する地質によってその地形が相違し、岩石海岸といわれる侵食性崖海岸に分けられる。まず、火成岩などの硬質岩から構成される海崖では侵食も比較的少なく、前述の岩石海岸の範囲に含まれる。一方、侵食性崖海岸は比較的軟質な地層から構成されているが、この地層の生成は第3紀鮮新統から洪積世および沖積世と地質年代上、比較的現世に近い時代に堆積したものである。このような地質の露頭する海岸は、半凝結あるいは非凝結性の堆積物から構成されているために、波浪や潮汐などの外力の作用によって崩壊が生じ易く、岩石海岸に比べて侵食も顕著である。崖海岸の侵食には図-3.2.7に示すように外力としては海からの作用と陸からの作用の両者があり、これらの両作用によって崖の上部および基部の侵食が進行するものと考えられる。この侵食によって生産

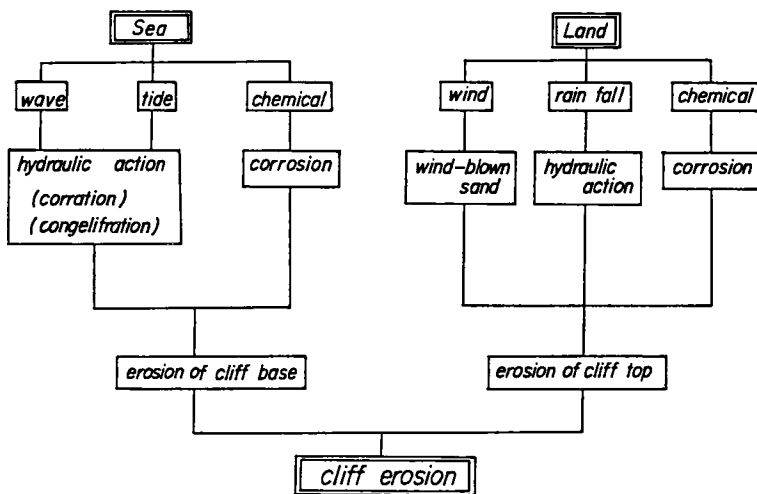


図-3.2.7 崖海岸における侵食過程

された土砂が周辺の砂浜海岸への漂砂の供給源ともなっている。この海崖の侵食は岩石海岸と若干こと

なり、主として波食による海崖基部の海食洞（ノッチ）の形成後、海食洞上部の崩壊を引き起し、これらの作用のくりかえしによって海崖はほぼ平行に後退する。この例を図-3.2.8および3.2.9に示すが、図-3.2.8は砂村<sup>12)</sup>によって報告されている千葉県屏風ヶ浦海岸、また図-3.2.9は豊島<sup>13)</sup>によって報告された

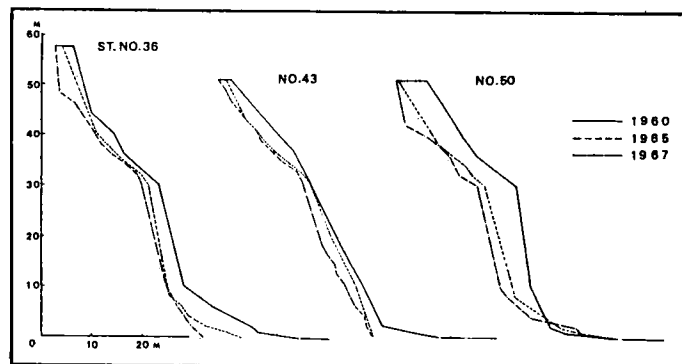
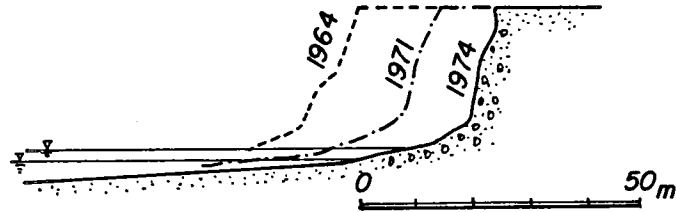


図-3.2.8 千葉県屏風ヶ浦における崖の後退<sup>12)</sup>



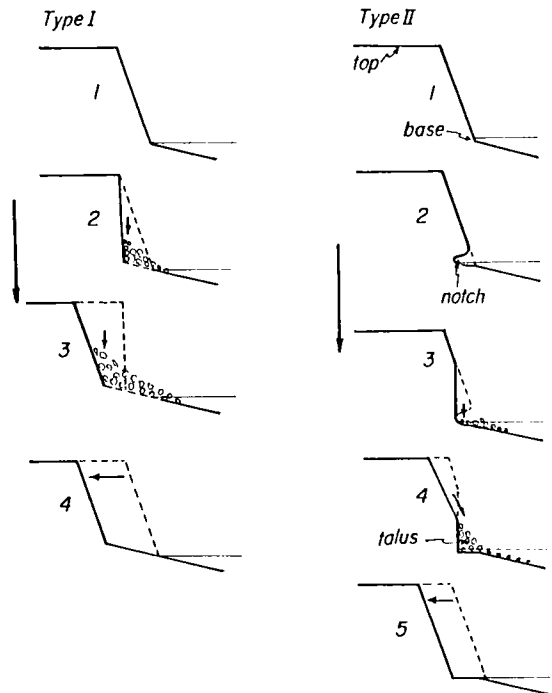
図－ 3.2.9 北海道十勝野塚海岸における崖の後退<sup>13)</sup>

北海道十勝野塚海岸における海崖後退の断面形状である。

さらに、このような海崖の侵食過程を模式的に示したものが図－ 3.2.10 である。比較的軟質な地層から構成される海崖は、例えば福島県磐城海岸・大洗海岸、千葉県屏風ヶ浦海岸、愛知県渥美半島および兵庫県東播海岸など、わが国各地で見られ、いずれもわが国有数の侵食性海岸として有名である。この海崖の侵食を防止するために、これまで多大なる経費と労力が費されとともに数多くの調査も実施されてきている。

ここでは、これら侵食性崖海岸を概観して、その実態を明らかにする。

まず、福島県磐城海岸<sup>8)</sup>は、図－ 3.2.11 に示すように阿武隅山地の東縁にあって、低い丘陵性の台地が海に迫り、単調な海岸線を形成している。台地は第3紀に堆積し



図－ 3.2.10 海崖の侵食過程の模式図

た泥岩や砂岩の比較的軟かい岩石から構成され、崖の後退量は1947年から1969年の約20年間で、約25 m、年平均では約1.2 m/year程度と報告されているが、部分的に硬い地質の崖があり、それが岬状に残って前述のポケットビーチを内含している。このポケットビーチの面する方向、すなわちE方向から来襲する波浪と直角のものほど汀線の後退が大きく、これは砂浜部および海崖部ともに同じ傾向をもっている。また、その砂浜海岸の汀線形状は来襲波浪の卓越波向との関係から、ほぼ円弧で近似できることを示しているが、これは後述するポケットビーチの平面形状の考察でも明らかにするように、来襲波浪の波向が海岸にはほぼ直角に入射することによるものと考えられる。

また、千葉県屏風ヶ浦海岸<sup>14),15)</sup>は、図－ 3.2.12 のように海岸線の延長約9 km のほぼ直線状の海岸で、崖の高さは約10 m～60 mの規模を有しており、構成する地質は泥岩と凝灰質砂岩、さらにその上に第4紀の成田層と関東ローム層の未固結の地層が覆っている。過去約80年間における崖の後退量は

年平均  $0.7 \text{ m/year}$  程度と推定され、最近の 1960 年から 1970 年の 10 年間では約  $0.9 \text{ m/year}$  に及んでいる。この最近 10 年間における崖の後退に伴って、海中に放出された土砂生産量は、年平均海岸線  $1 \text{ km}$  当り  $41,800 \text{ m}^3/\text{year}$  と推定されており、この土砂はこの海岸の西側に続くわが国有数の大規模砂浜海岸である九十九里海岸へ沿岸漂砂として運搬され、漂砂源のひとつとなっている。

兵庫県東播磨<sup>16)</sup>は総延長約  $25 \text{ km}$  におよぶ海岸であって、そのうち約  $12 \text{ km}$  の範囲に高さ約  $10 \text{ m} \sim 17 \text{ m}$  の崖が続き、その背後は平坦な台地となっている。この崖を構成する地層は第 4 紀に堆積した「滑床」と呼ばれる硬化粘土層、シルトおよび砂礫層から構成され、降雨や波浪によって侵食されやすい非凝結性の地質である。この海食崖の年平均後退量は  $1.0 \sim 1.5 \text{ m/year}$  程度と報告されているが、現在では崖前面に

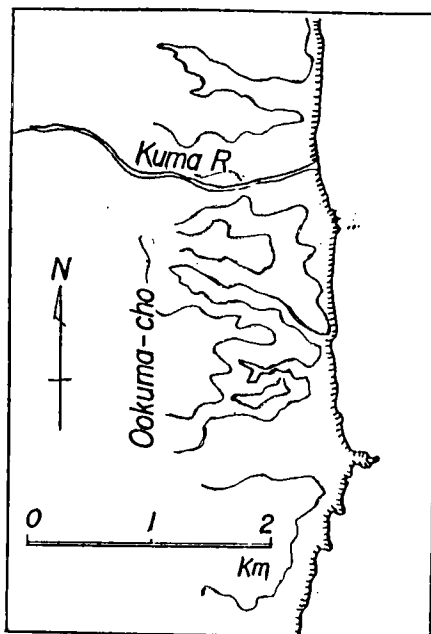


図- 3.2.11 福島県盤城海岸位置図

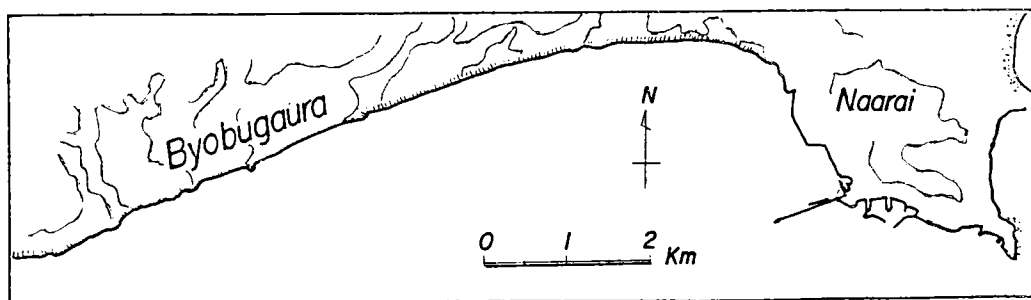


図- 3.2.12 千葉県屏風ヶ浦海岸位置図

海岸堤防が築造されているため波浪による侵食は皆無となっている。また、海食崖から生産された土砂は、前述した地域と相違して、隣接海岸への漂砂源としての作用をほとんどしていない。すなわち、崖から供給される細粒の土砂は、波浪や強い潮流によって沖方向へ運搬されるため、崖からの全供給土砂の粒度組成と汀線付近の底質の粒度組成<sup>17)</sup>は図- 3.2.13 に示すように大きく相違し、前者は  $0.002 \text{ mm} \sim 0.3 \text{ mm}$  の粒径のものが全体の約  $70 \%$  を占めているのに対して、後者では  $0.2 \text{ mm}$  以下の粒径のものはほとんど存在していない。このように、

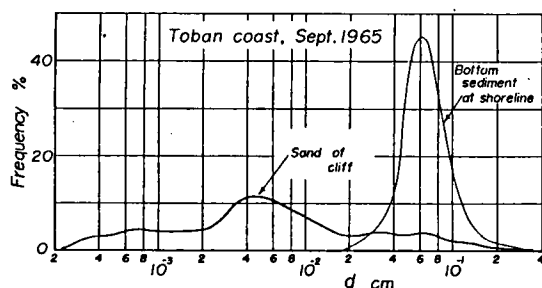


図- 3.2.13 崖および汀線砂礫の粒度組成の比較<sup>17)</sup>

表- 3.2.1 わが国主要海崖の年平均侵食速度と地質条件<sup>12)</sup>

地 域	地 質	年平均侵食速度	発 表 者
1. 原ノ町海岸	砂岩, 泥岩	0.3 - 0.7 m/year	山ノ内(1964)
2. 大熊海岸	砂岩, 泥岩	0.5 m/year (平均)	堀川・砂村(1970)
3. 屏風ヶ浦海岸	主として泥岩	{ 0.4 - 1.1 m/year 0.7 m/year (平均)	川崎(1954) 堀川・砂村(1970)
4. 大東岬海岸	泥 岩	0.9 m/year (平均)	堀川・砂村(1971)
5. 新島, 羽伏浦海岸	火山灰砂	5.5 m/year (平均)	矢島(1965)
6. 渥美半島南部海岸	洪 積 層	0.6 m/year (平均)	山ノ内(1964)
7. 明 石 海 岸	洪 積 層	{ 0.1 m/year (平均) 1.0 - 1.5 m/year	吉川(1951) 野田(1971)
8. 国東半島北部海岸	火山砕屑岩(未固結)	2.2 m/year (平均)	小向(1951)
9. 金沢市西海岸	粘 土	1 - 2 m/year	金崎(1961)
10. 富 山 海 岸	沖 積 層	0.5 - 1.0 m/year	吉川(1952)

底質の粒度組成からも、海食崖は漂砂源としての寄与率が低い例といえよう。

以上のように、わが国における代表的な崖海岸について概観してきたが、その崖の後退量について砂村<sup>12)</sup>は表- 3.2.1のようにまとめており、また、岩石海岸と同様に海食崖でも比較的硬質な部分は岬状に侵食から残り、その岬に挟まれた背後の崖を構成する地質の砂礫から成る小規模な砂浜、すなわちポケットビーチを過渡的に内含することがある。

### 3.2.3 砂浜海岸

砂浜海岸を地形生成の面からみると、急勾配河川が直接海に注ぐところに発達する扇状地砂浜海岸と緩勾配河川の河口に発達する三角州砂浜海岸に大別される。

扇状地砂浜海岸は、斜面が急変する断層崖前面にできやすく、海岸線に沿って断層が延びているようなところでよく見られ、また海岸線は一般に弧状に海に張り出すことが少なく、平滑で前面の水深が大きい。一方、三角州砂浜海岸は河川から海岸への流送土砂量の多い大河川河口で、しかも海底勾配の緩かな海岸に発達する。

このような海岸線の延長距離の長い大規模な砂浜海岸に対して、3.2.1および3.2.2で述べたように、岩石海岸および崖海岸の随所に見られる小規模な砂浜海岸は、一般にポケットビーチと呼ばれ、その成因は背後地の侵食によって生じたものがほとんどである。

わが国における砂浜海岸の分布は、地域的に大きく分けることができる。すなわち、大河川の河口付近に発達する延長距離の長い大規模砂浜海岸は、主として東日本に多く見られ、その例として能代、酒田、新潟、および石川海岸などの日本海側の海岸、また太平洋側では鹿島、九十九里海岸や相模、富士、大井および天竜川などの大河川の河口付近に発達している河口三角州の砂浜海岸があげられる。

最近、これら大河川の河口付近に発達する大規模砂浜海岸の海岸侵食<sup>18)~21)</sup>が大きな社会的な問題と

っており、しかも、その侵食領域が河口付近から次第に砂浜海岸全域に移行しつつある。その原因として、河川改修など河川流域の開発などに伴う流送土砂の質的・量的な変化や河口付近あるいは海岸に築造された海岸構造物に伴う自然環境の変化<sup>22)</sup>によって、沿岸漂砂のバランスが崩れたことが主要因であろう。

例えば、運輸省港湾技術研究所<sup>23)~25)</sup>の

調査資料に基づいて、利根川、富士川、大井川および天竜川の河口海岸について汀線の経年変化を示したものが図-3.2.14である。ただし、その経年変化は1947年を基準とする累加汀線変化量で表わし、また河口部の河川幅の5倍にわたる河口付近海岸の汀線変化を対象としている。解析に用いられた航空写真の数も十分でないので、必ずしも経年変化を明確に見出すことはできないが、図中に示した曲線でその傾向を表わすことにすれば、各河川によって汀線の後退の始まる時期は相違しているものの、全般的に次第に後退してきていることがわかる。

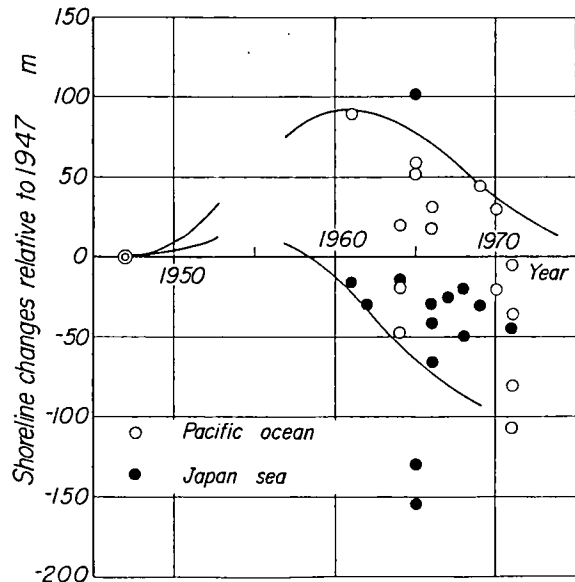


図- 3.2.14 大河川河口部海岸における汀線の経年変化

さらに、天竜川河口西海岸における1961年から1970年までの汀線変化を示したものが図-3.2.15であり、また、図-3.2.16は天竜川の累加ダム堆砂量、累加砂利採取量および累加河床低下量<sup>26)</sup>を示したものである。これから明らかなように、この海岸では河口からの流送土砂の変化によって河口右岸は顕著に侵食され、それが次第に西側海岸に移行してきたことが明らかである。さらに、天竜川のダム堆砂量は1956年に佐久間ダムの完成後急激に増加するとともに、砂利採取量も1960年以降急増し、河床の低下のみならず汀線も急激に後退していることが明らかである。しかし、1970年以降海岸侵食防止対策として離岸堤が設置され、若干汀線の回復と安定がもたらされている。

このように、大規模砂浜海岸の海岸侵食は流入河川からの流送土砂量の減少が大きな原因となっているが、沿岸部に砂丘が発達する海岸では、その砂丘が漂砂源となって崖海岸と同様に、砂丘の侵食土砂によって海

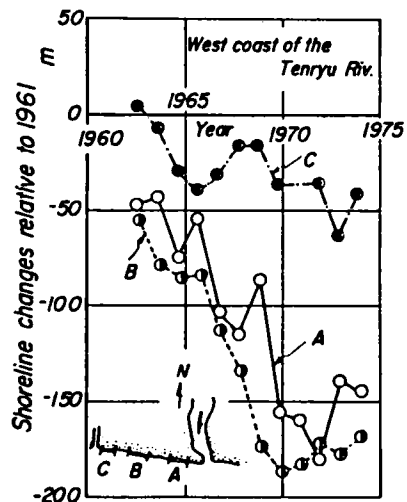


図- 3.2.15 天竜川河口西海岸における汀線変化

岸の土砂収支の均衡を保っているのが現状であろう。この砂丘からの供給土砂がその前面の砂浜海岸にいかにか寄与しているかの1例を示したものが図-3.2.17である。この図は新潟県大潟海岸の砂丘から沖方向に水深15 mまでの底質の粒度分析結果を示しているが、砂丘底質は粒径0.1 mm以下から10 mm以上まで幅広い粒度分布をもっている。しかし、砂丘基部から汀線までの底質は粒径約1 mm以下の占める割合が急激に小さくなり、粒径2 mm以上の粗粒径の底質が大部分を占めている。一方、汀線から沖合へは水深が大きくなるほど底質の粒度分布に示されるピーク粒径が細粒となるとともに、水深15 mの底質では粒径0.08 mm以下の底質が約13 %の割合を示している。さらに、前述の崖海岸で示したように、汀線付近の底質に

は砂丘からの供給土砂は約15 %程度しか寄与せず、1 mmより細粒の底質は沖方向へと移動してしまうものといえよう。このように、大河川の河口部にみられる大規模砂浜海岸では、河川からの流送土砂の変化に伴う海岸侵食とともに、2次的にそれらの海岸に多く見られる砂丘の侵食をももたしている。この砂丘は海岸におけるかつての土砂堆積の結果を示すもので、現在ではその砂丘がしだいに侵食されてきていることを考えると、

広い意味で海岸地形形成の輪廻の一過程であると考えてよいであろう。

以上、岩石海岸、崖海岸および砂浜海岸について概観したが、岩石海岸と崖海岸はその侵食過程は類似しており、しかも内包される小規模な砂浜海岸の平面形状は円弧で近似されるものが多く、この円弧による近似は、いいかえれば海岸に対する波の入射角がほぼ直角であって、海岸の両端に位置する岬(ヘッドランド)では波が集中するが、砂浜部では波は発散して波向線が扇形に広がり、一種のスリ鉢状の海底地形を呈していることによるものと考えられる。一方、砂浜海岸では両端のヘッドランドによって沿岸漂砂が阻止されない場合もあって、その場合の平面形状は前述の岩石海岸および崖海岸に内含される小規模な砂浜海岸とは若干相違するが、基本的にはそれらと同一にあつかうことが可能である。

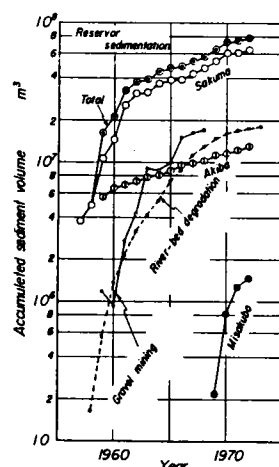


図-3.2.16 天竜川流域のダム堆砂量および河床変動量

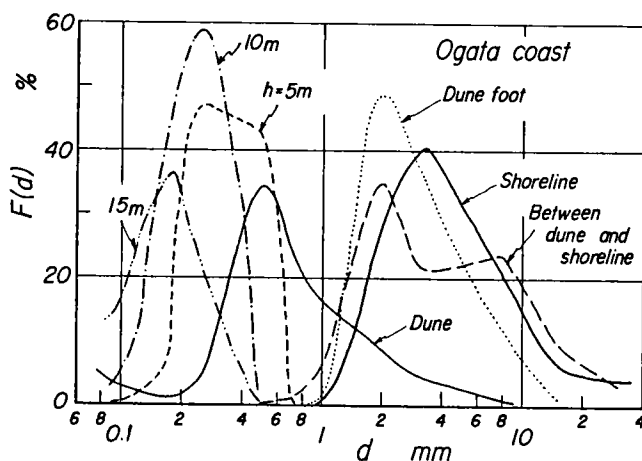


図-3.2.17 砂丘および海浜底質の粒度組成

### 3.3 漂砂の動態に基づく砂浜海岸の分類

海岸線は波浪、潮汐などの外力と地殻変動に起因する地盤の昇降が、相対するところであり、これらの諸作用によって変化する海岸地形を系統的に把握するために、その地形の相違点や類似点をとらえて分類する試みが種々行われてきた。

Johnson<sup>4)</sup>は地形発生的な立場から、海岸を沈水海岸、離水海岸およびその中間の中性海岸の3つのタイプに分類している。この分類では、地形の生成を主として地殻変動に原因するものとしている。

また、Inman<sup>27)</sup>は、全地球的な観点からプレートテクトニクスの考えを導入して、沿岸域の巨視的な地形区分を行っている。つまり、プレートの衝突によって形成された海岸 (Collision coasts)、大陸プレートの移動に伴って、陸側へ引きつられる海岸 (Trailing-Edge coasts)、海岸の縁にあって、島弧に囲まれ保護された海岸 (Marginal Sea coasts) と大きく分け、これを1次地形としている。この1次地形に付加される作用として、侵食、堆積および生物の作用をあげている。これらを総合して、大陸棚の幅と海岸地帯の山地の高さで規定される分類を行っている。しかし、Inmanも述べているように、この地形分類は巨視的なものであって、地球上すべての地域のプレートテクトニクスが十分に解明されていないことや、河口デルタのようにテクトニクスによって形成された地形が、堆積物によって覆われているところでは、正確なテクトニクス地形を明らかにすることが困難であると述べている。しかし、全地球的な観点から、プレートテクトニクスの考えに基づいた地形区分は、海岸地形の生成を説明したものとして、注目に値するであろう。

さらに、3.2で述べたように、Shepard<sup>6)</sup>も海岸が生成された原因に着目して、その地形生成に加った外力の要素に基づいた海岸地形の分類を行っている。まず、地形を大別して1次および2次の海岸とし、前者は陸上における力、すなわち断層、雨、風、氷河および火山などの作用によって生成された地形が、海と接している海岸である。後者は生成時代が比較的新しく、海からの作用、すなわち波浪、流れなどの外力とリーフやマングローブ海岸に見られるような、海生物によって生成された海岸としている。このように分類された海岸において、本論文の対象とする砂浜海岸は、その両者に見られるものである。例えば、ポケットビーチに代表されるような、岩石海岸に内含されたものや、大河川河口部のデルタ地形は、1次の海岸に対応する。また、沿岸砂州が発達し、それが陸上の砂丘へと続く海岸やトンボロ、砂嘴海岸は2次の海岸に属することになる。このような海からの外力で形成された砂浜海岸は、当然のことながら漂砂の侵食、堆積の作用によるものであると同時に、海岸地形もそれによって変化することになる。

この漂砂に伴う海浜変形の原因として、岩垣<sup>28)</sup>は漂砂の非一様性に起因すると指摘している。非一様性をもたらすものとして、次の3つを挙げている。まず、第1は地形上の原因であり、来襲波浪の波向および波高分布から算定される波浪エネルギーフラックスが沿岸方向に分布をもち、沿岸漂砂が一方向に向いて形成された海岸やトンボロ海岸をあげている。第2は海岸構造物の築造によって、沿岸漂砂が阻止され、その上手側では堆積性、下手側では侵食性となる海岸である。また、第3は河口デルタの変形であって、河川からの流送土砂の変化に伴う海岸侵食を取りあげている。



以上のように、漂砂の卓越する海岸の変形は、土砂収支<sup>17)</sup>が崩れることによって生ずることがわかる。本論文では、漂砂の動態に基づいて、砂浜海岸を分類しようとするものであり、地形生成の観点ではなく、海岸の現状を把握して、海岸地形が人間活動とのかかわりで、どのように変化していくのか砂浜海岸の土砂収支をも考慮した分類を行うものである。

### 3.3.1 地形分類と漂砂系

ここでは、海岸地形の現状を適確に把握し、その変化過程をも含んだ Shepard の分類に基づいて考察する。Shepard は、前述のように 1 次および 2 次の海岸と分類し、陸上の作用によって生ずる地形を前者とし、その作用は断層、雨、風および火山などの力によるもので、例えば、断層崖前面のように切り立った海岸線、河口デルタおよび砂丘地形などをあげている。これらの海岸では断層崖前面のように、比較的規模の小さな砂浜海岸を内含していることも多く、また河口デルタ地形では大規模な砂浜海岸が見られる場合が多い。一方、2 次の海岸は、波浪などの外力やリーフなどの作用によって形成された砂浜海岸が多く、漂砂に伴って海岸変形が生ずることになる。

海岸における漂砂は、海岸土砂収支<sup>17)</sup>に密接に関係して、一般に海岸地形に対応した個々の海岸単位で収支しているはずである。Inman ら<sup>29)</sup>は、この海岸地形に対応して、独立した土砂収支が行われているのを、“Littoral Sedimentation Cell”と呼んでいる。ここではそれを『漂砂系』と呼ぶが、この Inman らの調査によると、アメリカ西岸の California 州 Santa Barbara から San Diego にかけては、図-3.3.1 に示すような 5 つの漂砂系があり、これらの砂浜海岸の両端は、岬状の崖海岸となって

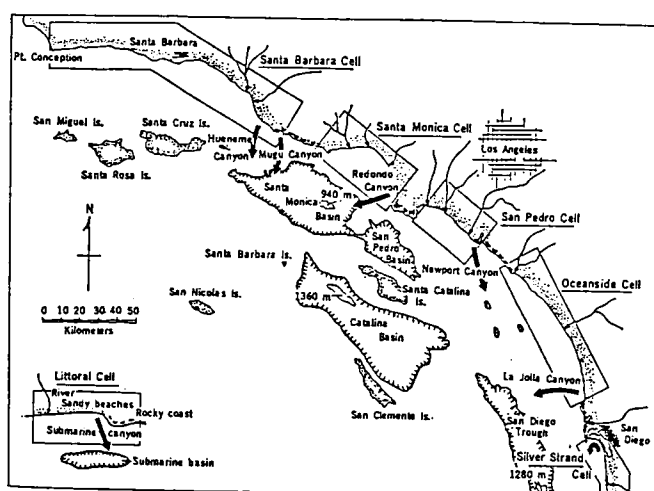


図-3.3.1 アメリカ西岸カリフォルニアにおける漂砂系<sup>29)</sup>

いる。漂砂の供給源は各漂砂系内に流入する河川であって、この流送土砂が砂浜海岸を涵養しながら、波と流れによって下手側海岸へと移動している。下手側海岸では砂浜の幅も広く、その汀線の方向は、来襲波浪の波向に対応したほぼ直線状となっている。また、下手側海岸へ移動した漂砂は、隣接する次

の漂砂系海岸へ岬を越えて移動することなく、岬の沖合に存在する洋谷へと流失することを示している。このように、5つの漂砂系はそれぞれ独立した砂浜海岸として、海岸土砂収支を形成しており、それを模式的に示すと図-3.3.2のように表されるであろう。

このInmanらの漂砂系を、Shepardによる海岸地形の分類に当てはめると図-3.3.3のようになると考えられる。Shepardの分類した1次および2次の海岸には、規模の大小はあるものの、砂浜海岸が存在し、それぞれの漂砂系を形成すると同時に、外力との関係から安定で

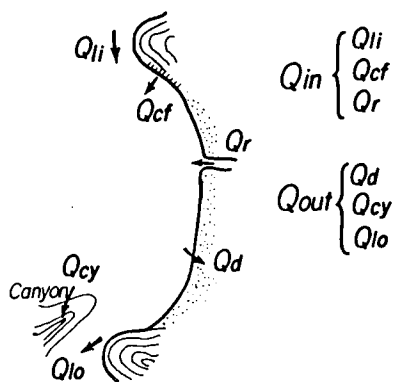


図-3.3.2 漂砂系の模式図

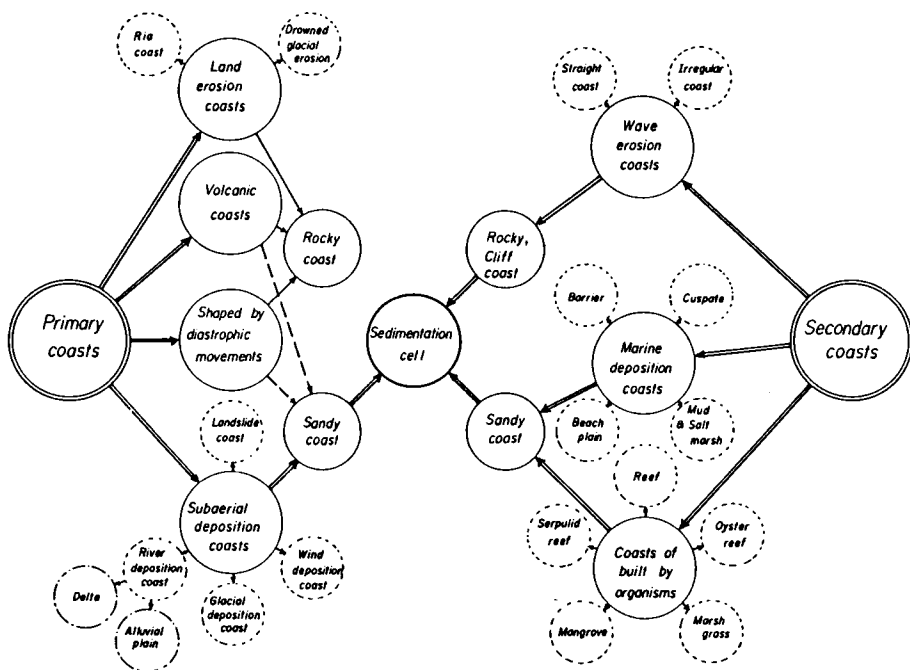


図-3.3.3 Shepardによる海岸地形の分類と漂砂系

平衡な海岸に近づくよう、その平面形状および断面形状とも変化するといえよう。

この安定な海岸について Tanner<sup>30)</sup>は“Equilibrium beach”と定義している。その海岸線は曲線状であって、外力すなわち波のエネルギーと長期間にわたる漂砂のバランスがとれていなければならないとしている。また、橋本<sup>31)</sup>は、現在わが国で海岸侵食が顕在化してきた大河川河口部のデルタ地形の変化について、1次元解析法による変化予測を行っている。それは直線状海岸に流送土砂を伴う流入河川がある場合、その海岸は河口部でしだいに沖方向に突出したデルタ地形を形成するが、流送土砂は波によって沿岸方向に移動し、その堆積は場所的にも一様で、沿岸漂砂と波のエネルギーとのバランスのとれた平

衡な海岸となることを示している。一方、Komar<sup>32)</sup>も Tanner の考えに基づいて、河口デルタおよび海域からの漂砂の流失がないポケットビーチの平衡形状について数値計算を行い、海岸の平面形状は最終的に来襲波浪の砕波点における波峰線と一致することを示しており、河口デルタのように沖方向へ突出した地形とともに、陸側へ湾入した地形においても平衡な地形が存在することを示唆している。なお、Tanner の平衡海浜は海側へ突出した河口デルタ地形を想定したもので、河川からの流送土砂とバランスした海岸では、沿岸漂砂に非一様性がなく安定な海岸形状を示し、漂砂の動態から考えて動的に安定な海岸といえよう。一方、Komar の数値計算からも明らかのように、漂砂の流入、流失がないポケットビーチの場合でも、平衡で安定な海岸が存在し、これは静的に安定な海岸といえる。

このTanner の “Equilibrium beach” を動的および静的に安定な海岸として示すと図- 3.3.4 のようであり、それらの海岸の例として、前者の場合は図- 3.3.5(a)のデルタ地形および図- 3.3.5(b)では、マレーシア東海岸、スリランカ西海岸やオーストラリア北東海岸に見られるように、陸側へ湾入して沿岸方向に一定の漂砂が存在して安定していると思われる海岸である。また、静的に安定な海岸として代表されるポケットビーチの例を、図- 3.3.6 に示す。

このように平衡で安定な海岸に対して、海浜変形が生じて、侵食性あるいは堆積性海岸となる場合は，“No-equilibrium beach” と定義できる。この侵食性海岸となる原因は、海岸に来襲する外力の変化を除けば、漂砂の流入と流出のバランスが崩れることが最大の要因であり、次の2つの場合が考えられる。

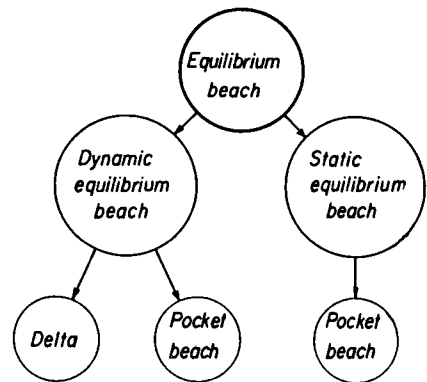
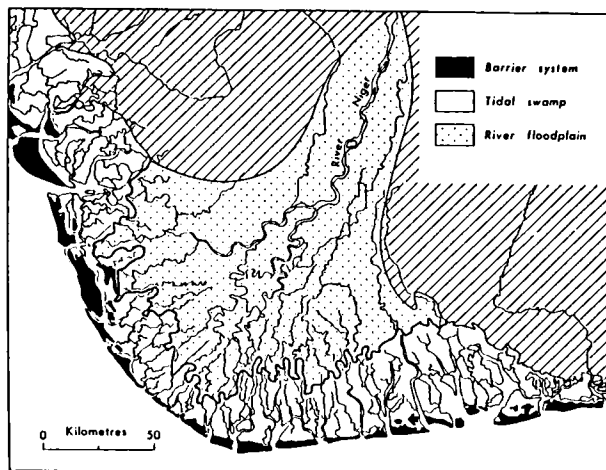


図- 3.3.4 海岸土砂収支に基づく静的および動的に安定な海岸



(a)

図- 3.3.5 動的に安定な海岸(1)

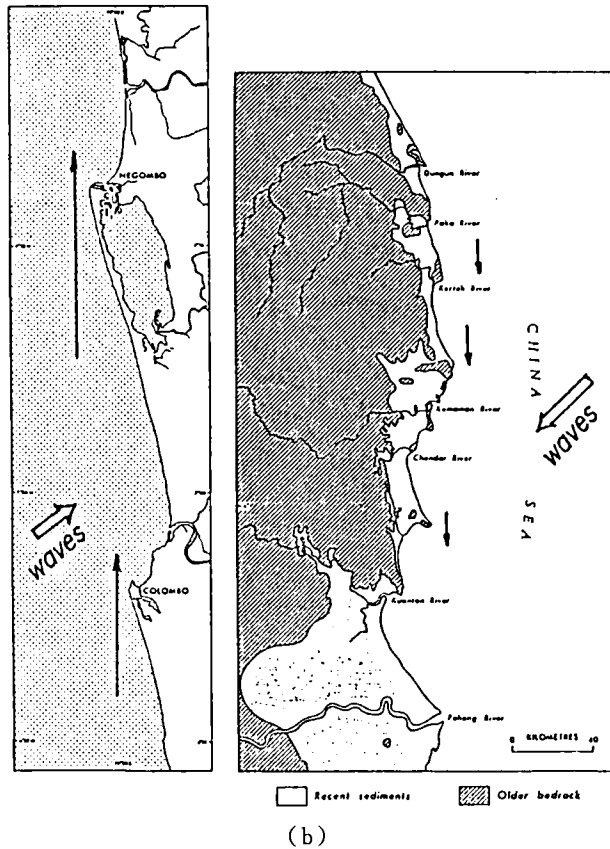


図- 3.3.5 動的に安定な海岸(2)

まず、第1は、漂砂の流入はあるものの、海域からの流失が多いことによる場合で、第2は漂砂の流入がなく、流失のみがある場合である。前者では一般に比較的小規模の小さな侵食が生ずるものと考えられるが、後者では規模の大きい侵食となり易いといえよう。また、堆積性海岸についても2つの場合が考えられる。第1は、漂砂の流入と流失がある場合で、しかも流失が少ないときには土砂が堆積して、汀線が前進することになる。第2は漂砂の流入があり、流失がない場合で、当然のことながら堆積性海岸となる。この場合、前者は比較的小さな、後者は大きな堆積性海岸となるであろう。

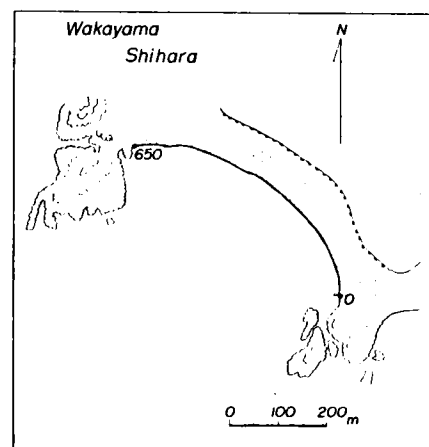


図- 3.3.6 静的に安定な海岸

以上のように、沿岸漂砂の存在する海岸を、地形的および海岸土砂収支ならびに Inman らの言う “Littoral Sedimentation Cell”，すなわち漂砂系と

なお、図中の  $Q_{in}$  は流入漂砂、 $Q_{out}$  は流失漂砂を表し、また C S D beach は後述する「閉漂砂海岸」、Q - C S D beach は「擬閉漂砂海岸」および O S D beach は「開漂砂海岸」を表している。

沿岸漂砂の存在する海岸について、漂砂の動態すなわち海岸土砂収支に基づいて検討してきたが、ここでは、前述の3つに分けた漂砂海岸について、実際海岸を例示して考察する。

第2は、広域的には閉漂砂海岸の性格をもつが、海岸変形の長期的な観点から沿岸漂砂の分布が非一様性を示す海岸である。この場合、局所的に汀線は後退して侵食性海岸となるものの、その侵食土砂は沿岸漂砂となって下手側海岸に堆積し、そこが堆積性海岸となるものである。このように、漂砂に伴う土砂収支は、長期的な変化が見られるものの、海岸全域として均衡のとれた海岸といえよう。さらに、流入河川からの流送土砂と海域からの流失土砂のバランスがとれていて、長期的に大きな海浜変形が発生しない動的に安定な海岸も、海岸土砂収支を考えると、この海岸の範疇に属するといえよう。このような海岸を「擬閉漂砂海岸」と分類する。

The diagram illustrates the sedimentation cell model, showing the relationships between various states and processes. The central node is the **Sedimentation Cell**, which is connected to several other states and processes:

- Equilibrium** (dashed circle) is connected to the **Sedimentation Cell** and the **Qin = 0, Qout = 0** state.
- Qin = 0, Qout = 0** (solid circle) is connected to the **Equilibrium** state and the **CSD beach** process.
- CSD beach** (dashed circle) is connected to the **Qin = 0, Qout = 0** state and the **Sedimentation Cell**.
- Q-CSD beach** (dashed circle) is connected to the **Sedimentation Cell** and the **Qin > 0, Qout > 0, Qout = Qin** state.
- Qin > 0, Qout > 0, Qout = Qin** (solid circle) is connected to the **Q-CSD beach** process and the **Equilibrium** state.
- Qin > 0, Qout > 0, Qout > Qin** (solid circle) is connected to the **Sedimentation Cell** and the **Erosion** process.
- Qin > 0, Qout > 0, Qout < Qin** (solid circle) is connected to the **Sedimentation Cell** and the **Accretion** process.
- Erosion** (dashed circle) is connected to the **Qin > 0, Qout > 0, Qout > Qin** state.
- Accretion** (dashed circle) is connected to the **Qin > 0, Qout > 0, Qout < Qin** state.

— 60 —

また、海岸の侵食および堆積土砂量として、海岸地形とくに汀線の変化をも含めた漂砂の動態を、模式的に示すと図-3.3.8のようである。

以上のように、3つに分類した海岸について、さらに、実際海岸の例をあげて考察すると次のようである。

#### (1) 閉漂砂海岸

$$Q_E - Q_N = 0 \dots\dots\dots (3.3.1)$$

ただし、 $Q_E$ ：侵食土砂量、 $Q_N$ ：堆積土砂量、

$Q_A$ ：海域からの流失沿岸漂砂量、 $Q_O$ ：沖方向への流失漂砂量、 $Q_B$ ：海域への流入沿岸漂砂量、 $Q_R$ ：河川および崖からの供給漂砂量であり、さらに、 $Q_A = 0$ 、 $Q_O = 0$ 、 $Q_B = 0$  および  $Q_R = 0$  とする。

つまり、閉漂砂海岸では海域への漂砂の流入、流失など、海浜変形を生じさせるような要因がなく、安定した海岸であるといえよう。

図-3.3.9は茨城県北部の北茨城市の太平洋に面する海岸で、それぞれ汀線の延長が約1 kmから5 km程度をもち、砂浜海岸の両端には岩礁から成る岬がある。来襲波浪は季節によって波向が変化し、夏期にはSSE、冬期にはNNE方向からの波浪が卓越する。田中<sup>20)</sup>は、これらの砂浜海岸の汀線変化を調べ、来襲波浪の季節的な波向の相違によって、汀線は変化するものの、長期的に海域からの漂砂の流失がない海岸であって、また流入河川もないことから、安定した砂浜海岸であると指摘している。

また、和歌山県白浜町の白良浜は、鉛山湾の湾奥に位置する典型的なポケットビーチであって、延長約500 mの砂浜海岸である。この海岸の両端には権現崎、湯崎の岩礁からなる岬が存在している。来襲波浪は夏期の台風時にWSW方向、冬期季節風にはNW方向から高波浪が

来襲する。しかし、漂砂の流失はほとんどなく、季節的に来襲波浪の波向に対応して、汀線の変化が生じるだけである。図-3.3.10は汀線の前進・後退を、基準点からの浜幅の変化として表したもので、4月から6月の春期には、砂浜の南側汀線が後退して、北側汀線は相対的に前進する。一方、夏から秋期では、これと逆の傾向を示している。この汀線の季節的な変化とともに、波浪のエネルギーフラックスの沿岸方向分布は、図-3.3.11のように、砂浜の両端付近でいずれも長期的にゼロとなり、白良浜

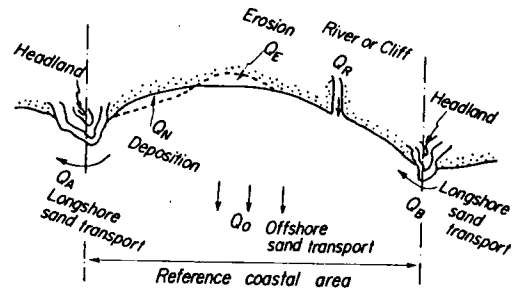


図-3.3.8 海岸土砂収支の模式図

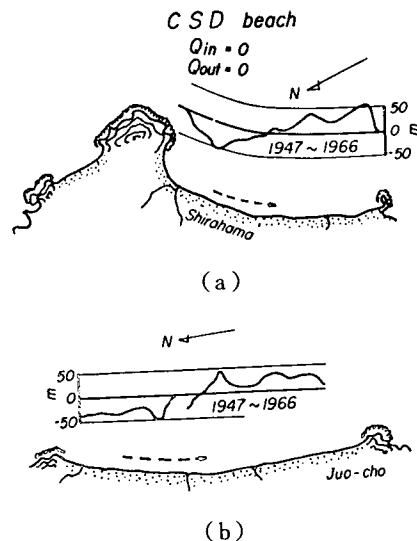
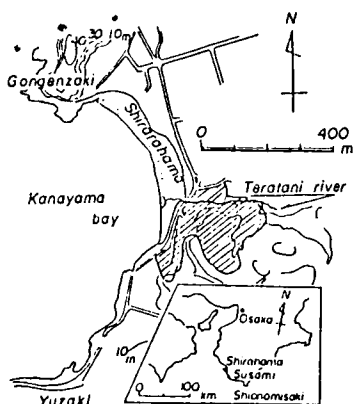
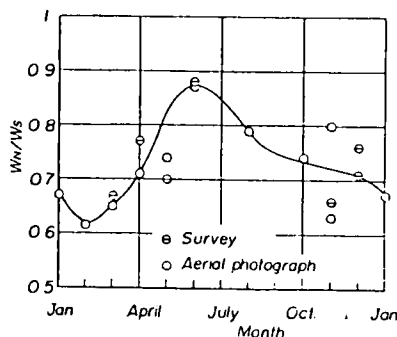


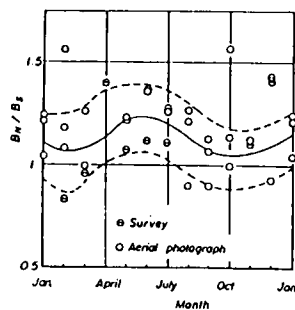
図-3.3.9 閉漂砂海岸  
(茨城県北部海岸)



(a)



(b)



(c)

図- 3.3.10 白良浜における浜幅の季節変化 (和歌山県)

への漂砂の流失入がほとんどなく、湾奥の海域内においてのみ漂砂の収支が成立していることになる。

さらに、図- 3.3.12 に示す北海道室蘭市の東側に位置するイタンキ海岸は、イタンキ岬とトッカリシヨ岬に挟まれた延長約 4 km の海岸である。近藤ら<sup>33)</sup>は現地調査によって、汀線変化が沿岸方向に一様に生じ、しかも季節的に変動しており、さらに、汀線砂礫の粒径特性のうち篩分け係数  $S_0$  と中央粒径  $d_{50}$  の関係が、来襲波浪とその経時変化に応じて、2 次放物線で近似される分布系内を移動することから、この両岬による閉じられた系内でのみ、漂砂が存在する海岸であると指摘している。

以上、閉じられた系内でのみ漂砂の収支が成立している海岸の例をあげたが、これらは季節的に波向の相違する波浪によって汀線が短期的に変動するだけで、長期的には漂砂の流入・流失がなく、安定な海浜を形成しているも

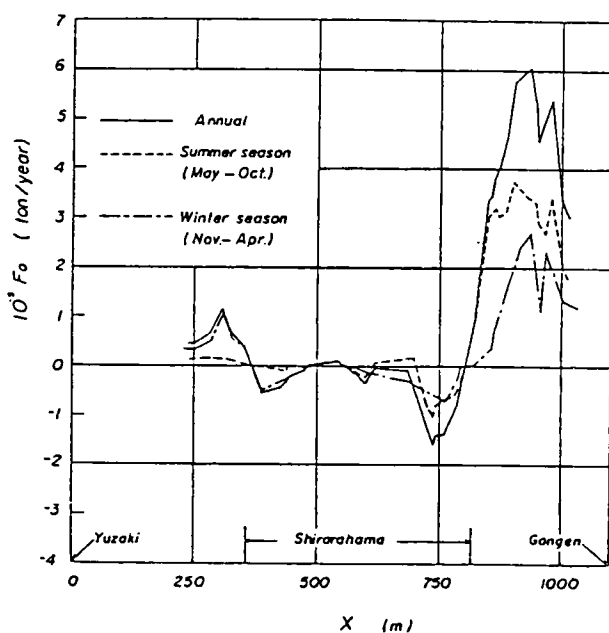


図- 3.3.11 白良浜における波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布

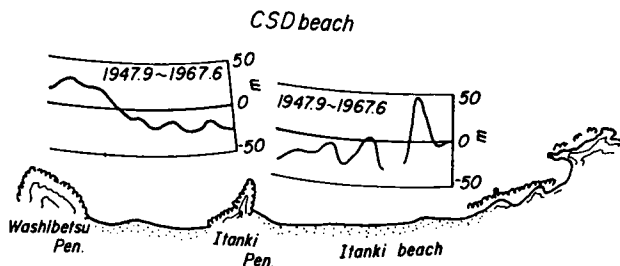


図- 3.3.12 イタンキ海岸における汀線変化 (北海道室蘭市)

のである。

## (2) 擬閉漂砂海岸

$$Q_E - Q_N = (Q_B + Q_R) - (Q_A + Q_O) = 0 \dots\dots\dots (3.3.2)$$

広域的には、海岸土砂収支の均衡がとれていると思われるが、局所的な汀線の前進・後退、すなわち侵食・堆積領域が見られる海岸である。なお、局所的な海岸変形をもたらす原因は、漂砂の供給源の変化や海岸・港湾構造物の築造などが考えられる。

例えば、図-3.3.13 に示す鹿児島県志布志海岸<sup>24)</sup>は、延長約15 kmの砂浜海岸であって、その南端に肝属川が流入している。肝属川は比較的流送土砂の多い河川であるが、最近の河川改修などに伴って流送土砂は減少している。また、志布志海岸は海岸構造物がほとんどない自然海岸であって、汀線は海岸の両端で前進の傾傾を示すのに対して、中央部では後退している。つまり、海岸中央部の侵食土砂が両端部付近に移動して堆積することを表しており、来襲波浪のエネルギーフラックスの沿岸方向分布も、海岸の両端部への漂砂をもたらす方向になっているためであろう。

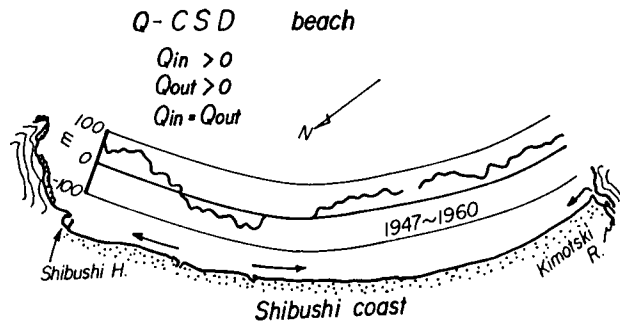


図-3.3.13 志布志海岸における汀線変化(鹿児島県)

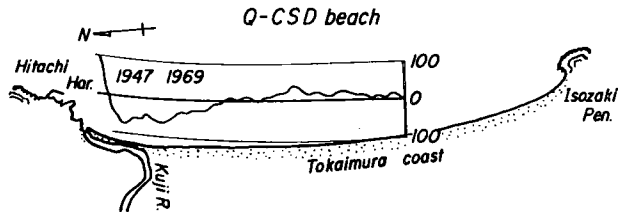


図-3.3.14 東海村海岸における汀線変化(茨城県)

これと相違して、海岸の中央部付近

に漂砂が堆積して、汀線の前進する海岸の例は、図-3.3.14 に示す茨城県日立港から磯崎岬に至る約15 kmの東海村海岸<sup>23)</sup>においても見られる。この海岸の北端に位置する日立港の南側には久慈川が流入し、その河口砂州の形状から沿岸漂砂は局所的に北側へと向いており、日立港南防波堤に沿って汀線が前進している。しかし、久慈川より南側では大きな汀線後退領域となっている。また、磯崎岬から北3 km 付近までは、若干の汀線の後退が見られるが、東海村海岸の中央部では、両端の侵食領域からの土砂は沿岸漂砂として堆積し、汀線の前進する領域となっている。

一方、海岸構造物の築造によって、これまで1つの漂砂系であった海岸が分断され、侵食および堆積領域が顕在化した海岸もある。例えば、直江津海岸は関川からの流送土砂によって、河口の東側および西側海岸が涵養されてきたが、直江津港の修築に伴って河口のつけかえおよび大水深域までの防波堤建設が行われ、現在では東および西海岸は完全に分断されたといってもよいであろう。この結果、直江津西海岸の東端に関川が流入しているが、流域の改修によって流送土砂も減少したうえに、さらに、直江津港の防波堤が延長され、来襲波浪の波向と防波堤法線の角度の関係によって、反射波の発生、それに



よる西向きの沿岸流が生じることになり防波堤基部付近はしだいに侵食され、侵食領域も西側へ移動している。この侵食土砂は図- 3.3.15 に示すように、西方のヘッドランドを形成していた郷津付近に堆積して、汀線は100m 以上も前進し、広い砂浜を形成している。

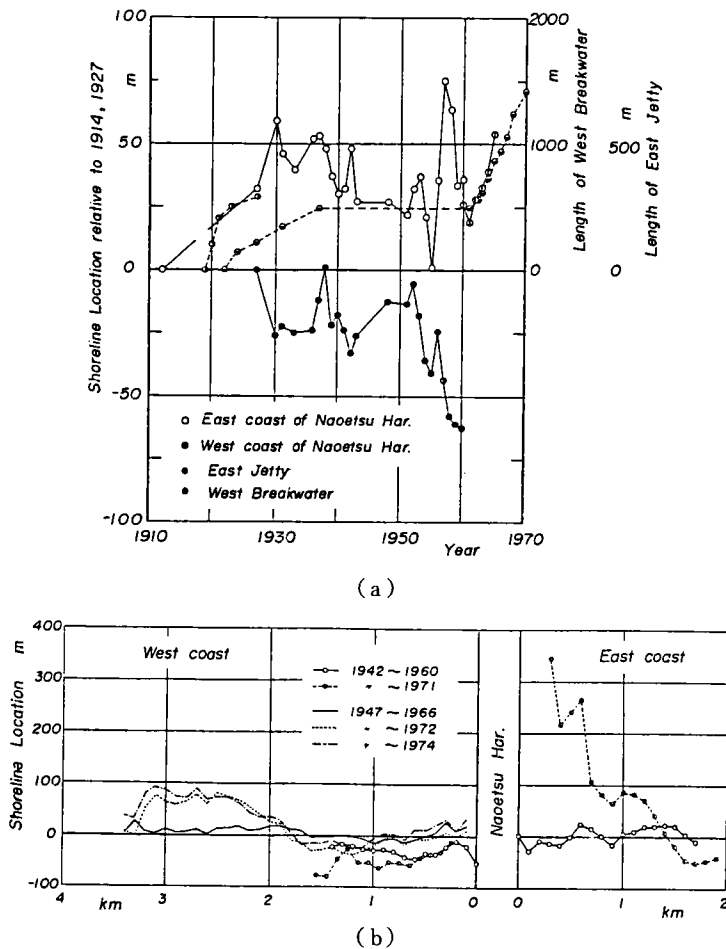


図- 3.3.15 直江津海岸における汀線変化(新潟県)

なお、図- 3.3.1 に示した Inman らによって Littoral Sedimentation Cell と規定された海岸は、海域への漂砂の供給は流入河川によるもののみで、しかも供給量に対応した土砂が海岸下手側から流失し、沖合の洋谷へと流下している。このように、漂砂の流入および流失のバランスがとれ、海浜変形もほとんど生じていないことから、これらの海岸は、沿岸漂砂が存在するにもかかわらず比較的安定な海岸であって、海岸土砂収支の観点から擬閉漂砂海岸に対応するものといえよう。

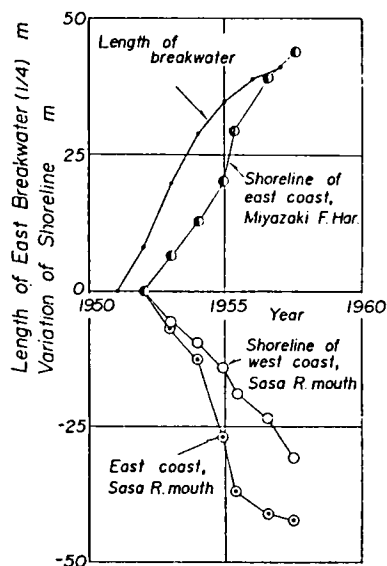
### (3) 開漂砂海岸

$$Q_E - Q_N = (Q_B + Q_R) - (Q_A + Q_O) \leq 0 \quad \dots\dots\dots (3.3.3)$$

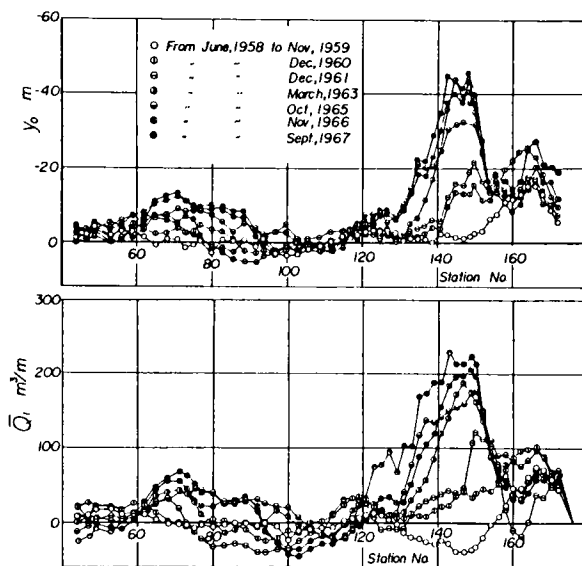
海岸土砂収支の均衡が破れ、一方的に侵食あるいは堆積する場合で、海域の土砂は漂砂として流失ま

たは海域内に堆積するために、式( 3.3.3 )のように表されるであろう。

まず、一方的に侵食される海岸の好例は、新潟県との県境付近から黒部川に至る富山県下新川海岸をあげることができる。この海岸は地形的特性による、いわば宿命的な侵食海岸であるといわれるが、近年漂砂の上手側に築造された港湾構造物によって沿岸漂砂が阻止され、上手側では堆積、下手側では侵食海岸となっている。図- 3.3.16 は、構造物の築造に伴う汀線の変化と下手側海岸への侵食領域の移



(a)



(b)

図- 3.3.16 下新川海岸および宮崎漁港の防波堤延長に伴う汀線の変化

動を示している。侵食の激化に伴って、海岸堤防、離岸堤などの侵食対策工が施工され、これら構造物によって反射波が発生するようになると、その前面は洗掘され、水深が大きくなり、高波浪の来襲時には以前に増して波高の大きな波が来襲することになる。最近ようやく緩勾配の侵食対策工法の採用によって、砂浜を回復しつつある地区もあるが、これまでの堤防方式による構造物の倒壊、ひいてはそれが海岸侵食の助長さえしてきたといえよう。図- 3.3.17 は下新川海岸の汀線変化を示しているが、図中に示すように、海岸線近くまで洋谷が迫っており、沿岸漂砂はそれに流下して漂砂の下手側海岸の涵養にほとんど寄与せず、一方的に侵食が進行することを示しているといえる。

また、下新川海岸と同様に、一方的に汀線後退が進行する海岸の例として、福島県北端の松川浦海岸<sup>25)</sup>があげられる。図- 3.3.18 に示すように、松川浦海岸は宇多川

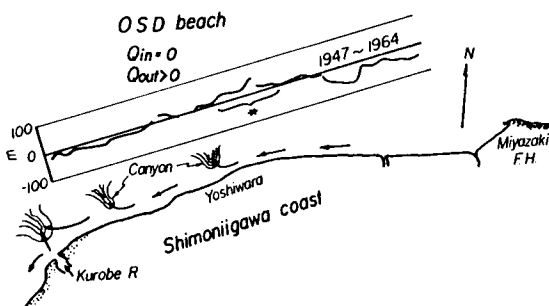


図- 3.3.17 下新川海岸における汀線変化( 富山県 )

の流送土砂によって形成された砂州海岸と考えられるが、海岸の北および南端には岩礁からなる岬があり、南側の岬を越えて漂砂の供給はなく、この岬付近から図中に矢印で示した方向に、海岸の底質は沿岸漂砂として北側に移動するとともに、北側の岬を越えて流失するため、汀線の後退が顕著となっている。

このように、漂砂の上手側や流入河川からの供給土砂がなく、海岸の侵食によって沿岸漂砂を生産し、一方的に海岸線が後退するような開漂砂海岸に対して、上手側あるいは流入河川からの供給土砂が、海域から流失することなく堆積して汀線が前進する場合も、漂砂の動態から見て開漂砂海岸といえよう。

このような海岸の例としては、新潟県寺泊海岸<sup>34)</sup>があげられよう。この海岸は信濃川を分水した新信濃川の流入によって、本川からの流送土砂が排出され、図-3.3.19のように、汀線の前進は河口付近を中心として1947年以降約20年間で、最大300mにも及んでいる。この海岸は西側を寺泊港、東側を岬に挟まれた一つの漂砂系海岸を形づくっており、こ

の両端では汀線の変化がほとんどない。また、海域へ流送土砂をもたらすような主要な流入河川がなく、隣接する海岸の侵食土砂の移動が汀線の前進をもたらす海岸の例として、千葉県九十九里海岸<sup>35)</sup>をあげることができる。この海岸は図-3.3.20のように、東側の屏風ヶ浦における軟岩から構成された海崖の侵食土砂と西側に流入する夷隅川からの少量の流送土砂が、しだいに海岸中央部に堆積して、汀線が前進する傾向であると報告されている。

以上のように、3つのタイプに分類した漂砂海岸について、それぞれ典型的な実際海岸の例をあげて考察したが、次いで、これらの漂砂海岸を比較して、その一般的な海浜変形のパターンとして考察する。

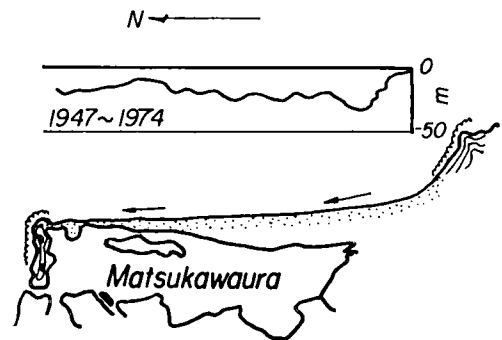


図-3.3.18 松川浦海岸における汀線変化（福島県北部）

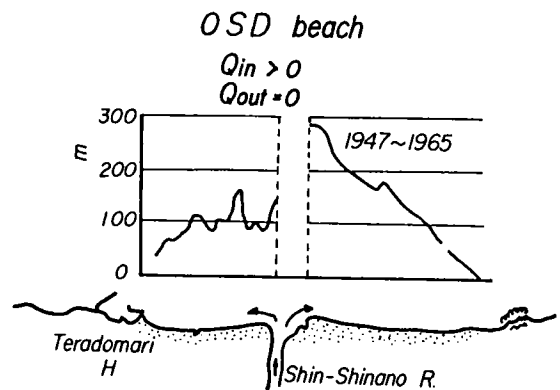


図-3.3.19 寺泊海岸における汀線変化（新潟県）

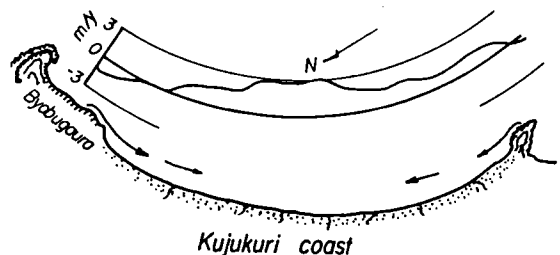


図-3.3.20 九十九里海岸における汀線変化（千葉県）

### 3.3.3 漂砂海岸における海浜変形のパターン

以上述べたように、砂浜海岸をその形成と Shepard の地形分類に準じて区分するとともに、漂砂海岸としてとらえ、海岸土砂収支の立場から、海岸変形とくに汀線形状の変化を考察してきた。

汀線の変化は、当然のことながら海岸に作用する外力、とくに来襲波浪と海域への供給土砂の関係に依存することはいうまでもないことである。また、ここで分類した漂砂海岸は、季節変動などの短期的なものではなく、長期的な観点から分類したものであって、まず、閉漂砂海岸は海域への漂砂の流入・流失がなく、海浜の地形変動も短期的に生じるが、長期的には発生せず、安定で平衡な海岸と言えるであろう。擬閉漂砂海岸は開漂砂海岸との中間的存在であって、広域的に漂砂の流入・流失がある場合とない場合、また、海浜も比較的安定で平衡な場合と不安定な侵食および堆積領域が顕在化する場合とがある。これは流入河川からの流送土砂の変化や海岸・港湾構造物の築造によって、これまでの漂砂系が変化することから生ずるものであると言えよう。さらに、開漂砂海岸は漂砂の流入がない場合や流入がある場合でも、それ以上に流失すれば、海岸全域は侵食傾向となり、海浜は侵食型不安定となる。また、漂砂が流入するのみで流失しなければ、堆積傾向となって堆積型不安定となるであろう。このように、海岸を安定および不安定砂浜海岸の2つに区分し、それぞれに対する漂砂海岸の分類を示すと図-3.3.21 のようになるであろう。

さらに、前述のように3つのタイプに分類した漂砂海岸について、汀線形状の変化を沿岸漂砂の移動方向との関係から図示すると、図-3.3.22 のようになるであろう。まず、閉漂砂海岸では長期的に汀線形状が変化せず、来襲波浪の季節的な波向の変化によってのみ変動する。また、擬閉漂砂海岸では、海岸の中央部において汀線は前進するが、その両端で後退するものやその逆となるもの、海岸の片側が侵食されるが、堆積して汀線の前進が生じるものが見られる。さらに、流入漂砂量と流失漂砂量が均衡している場合は、当然のことながら安定な海岸で、大きな汀線形状の変化は生じないであろう。開漂砂海岸では、河川からの流送土砂の堆積によって河口部の汀線は前進し、海岸の端部で汀線変化がゼロとなる場合および海岸全体にわたって汀線が後退する場合が見られ、図中に示した沿岸漂砂の卓越方向からも、海岸の分類が特徴づけ

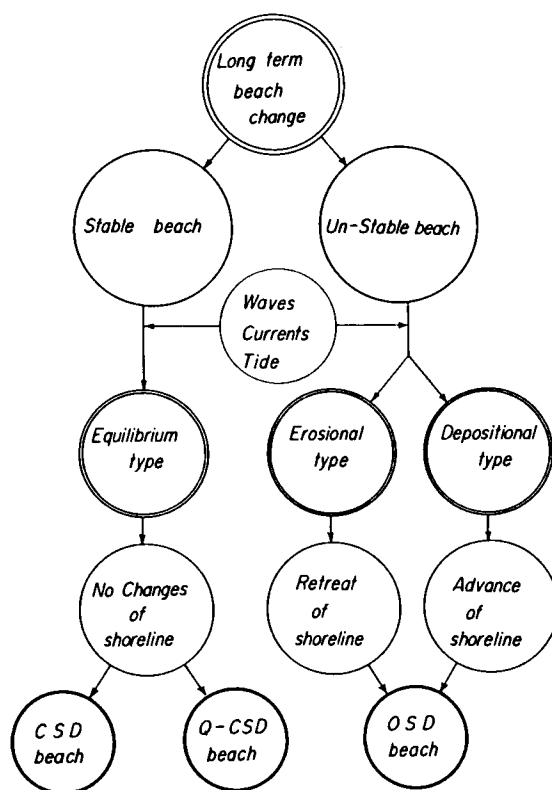
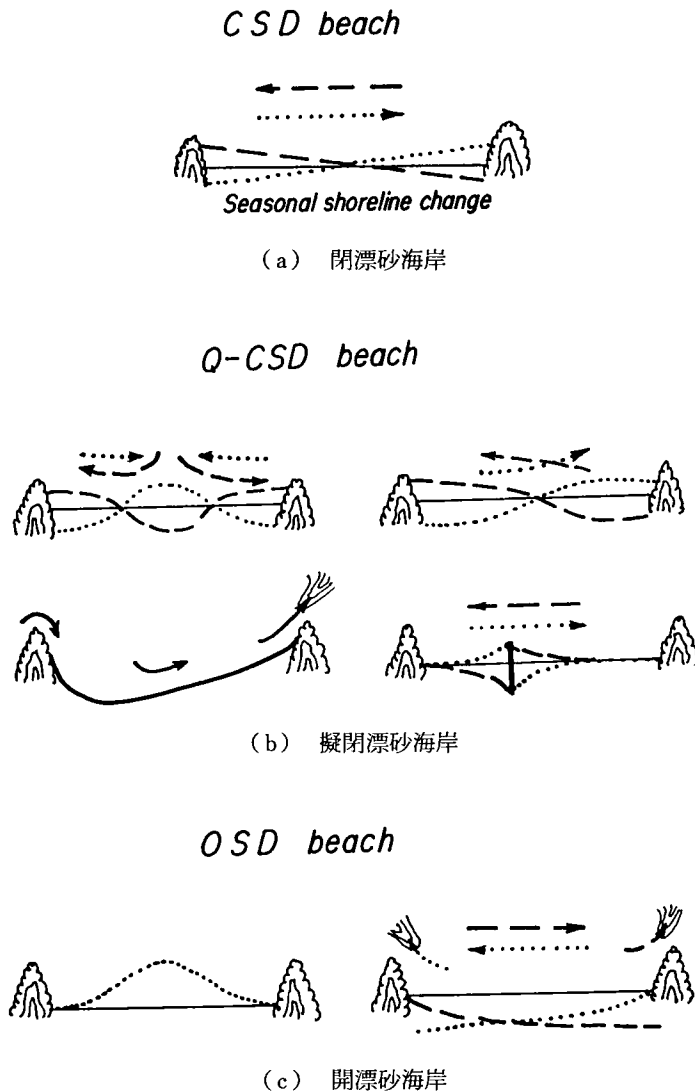


図-3.3.21 漂砂の動態に基づく海岸の分類

られるものと考えられる。



図一 3.3.22 沿岸漂砂の移動方向と汀線形状の変化

### 3.4 砂浜海岸の形状特性

砂浜海岸は、その生成の過程からも、沿岸漂砂の堆積あるいは海岸背後地からの供給土砂の堆積などによって形成されたものであり、また、主たる外力は来襲波浪やそれによる流れなどである。

このような土砂の供給と外力の関係によって砂浜海岸の地形が形成され、砂嘴 (Barrier spit), 砂州 (Barrier beach), トンボロ (Tombolo), および海岸砂丘 (Coastal dune) など海面上に現われる大地形やカスプ (Cusp), 浜堤 (Berm) および浜がけ (Scarp) などの海浜に見られる小地形とともに、海面下においてもいろいろな形態の沿岸砂州 (Longshore bar), Terrace および Ridge などの地形が

見られる。これらの海浜地形は来襲波浪の強弱によって、時々刻々変化するものであり、その形態を beach stage として、来襲波浪特性の変化と関連づけて 3 次元的に調査研究されてきている<sup>36)~39)</sup>。

ここでは、砂浜海岸における地形のうち、その平面形状すなわち汀線の形状特性と断面形状の特性について考察する。

### 3.4.1 砂浜海岸の平面形状特性

海浜形状、とくに汀線形状の研究は、従来より地形学的見地から行われてきたが、Lewis<sup>40)</sup>によってイギリス各地の海岸の汀線形状と来襲波浪の卓越波向との関係が論じられて以来、近年では海岸工学の研究者によっても研究され、最近では数値計算の手法で汀線の形状を表し、海岸変形の予測をも行われるようになってきている。

Yasso<sup>41)</sup>はアメリカの太平洋沿岸に見られる岬をもった砂浜海岸の研究から、汀線の形状が対数らせん形状で近似されることを見出し、岬によって入射波が屈折、回折して、その変化した波浪が汀線の平面形状に大きく影響することを示した。

また、Johnson<sup>42)</sup>はアメリカのサンフランシスコ付近の Drakes bay, Bolinas bay および Half-moon bay の調査から、岬（以下ではヘッドランドと言う）をもつ砂浜海岸の平面形状は来襲波浪の波向によって規定され、汀線の終局的な形状は Yasso の示した対数らせん形状になることを示している。また、汀線砂礫の粒径値の沿岸方向分布においてもヘッドランドによって遮閉された海域と遮閉されていない海域の境界にその極大点が存在し、その両側ではだいに沿岸方向に粒径が減少することを明らかにしている。

さらに、Silvester<sup>43),44)</sup>は世界各地におけるヘッドランドをもつ砂浜海岸を地形図から取出し、これら砂浜海岸の汀線の平面形状が、長年月にわたる来襲波浪の作用によって形成された安定または平衡な汀線形状であると考え、実験的にも移動床模型実験を行い、その汀線形状が半心臓形の浜（half-heart bay）さらに対数らせん形状になることを示している。すなわち、Silvester は砂浜海岸の平面形状を図-3.4.1 のように、式(3.4.1)で表されることを見出した、

$$R_2/R_1 = \exp(\theta \cot \alpha) \dots \dots \dots (3.4.1)$$

ここに、 $R_2$  および  $R_1$  は対数らせんの中心から汀線までの距離、 $\alpha$  は  $R_2$  および  $R_1$  における汀線との接線角および  $\theta$  は分割角度である。さらに、漂砂の下手側汀線とヘッドランドを結ぶ線にはさまれた角  $\beta$  は、来襲波向と等しいとしている。前述の接線角  $\alpha$  が  $90^\circ$  になれば  $\beta$  も  $90^\circ$  となり、海浜

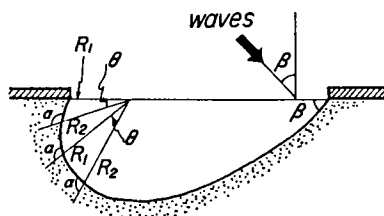


図-3.4.1 R.Silvesterによる砂浜海岸の平面形状の定義

全域にわたって汀線に直角に波が入射し、その汀線形状は円弧状となることから、わが国の岩石海岸および崖海岸に数多くみられるポケットビーチも、砂浜海岸の汀線形状と同一に取扱うことができるであろう。さらに、この考え方に基づく海岸侵食防止工法の現地海岸への適用として、シンガポールの埋立地海岸に headland breakwater と呼ばれる延長距離の短い、石張りの緩傾斜構造物を設置し、実用面で

も活用されている<sup>45)</sup>。その他、Robinson<sup>46)</sup>はイギリスのヨークシャー北東の崖海岸に存在する孤状の砂浜海岸、すなわちポケットビーチの汀線形状を来襲波浪の波向との関係で実証的に研究している。さらに、汀線形状の変化を海岸変形を表す重要な要素であるとして、数値計算によってその汀線形状を表す試みがなされてきている。たとえば、Rea および Komar<sup>47)</sup>は対数線形状の考えに基づいて、フック状の海岸に対して1次元解析法を適用してその汀線変化を検討している。

わが国において先駆的には、真嶋<sup>10),11)</sup>は海岸線の安定形状を来襲波浪の方向別エネルギーとの関係で考察し、その平面形状が放物線形で表されるとしている。また、最近では、人工島の築造に伴う砂浜海岸のリクリエーションゾーンとしての利用面から人工海浜の建設が計画され、その安定形状の検討が自然海岸におけるポケットビーチの安定機構の調査研究<sup>9)</sup>を通じて行われてきている。

以上のように、砂浜海岸の汀線形状の研究では、地形学的観点からその形態を明らかにするだけでなく、その形状が長年月にわたる来襲波浪などの外力によって形成された自然の安定な海浜であるという認識に基づいて、海岸侵食の防止、とくに最近では、自然環境の保全とともにリクリエーションゾーンとしての利用の面をも考慮した研究が進められてきた。また、人工海浜造成後の海浜の変形についても、前述の数値計算による実験<sup>48),49)</sup>とあわせて、水理模型実験<sup>50),51)</sup>による研究も数多く実施されてきた。

このように、自然海岸においてはほとんど安定であると考えられる砂浜海岸は、海浜の沿岸方向の両端に岬をもったいわゆるポケットビーチに代表されるといってよいであろう。ポケットビーチは3.2で述べたように、わが国沿岸で数多く見られるが、安定な形状を形成する機構はまだ十分明らかにされているとはいえないので、ここではその砂浜海岸の平面形状特性を明らかにする。

#### (1) 対象海岸と波浪特性

まず、わが国における海岸形状の計測には、縮尺1/5,000の国土基本図、諸外国については大縮尺の地形図の入手が困難なため、比較的縮尺の大きな日本版および英国版の海図を用いた。このため、わが国では、汀線の延長が数百mの小規模な砂浜海岸まで計測を行うことが可能であったが、諸外国の場合には、海図を用いているために汀線の延長距離が数km程度以上のものについて計測を行った。計測を行った海岸の地域を図-3.4.2に示す。わが国においては、鳥取県を中心とする山陰海岸、徳島県南部海岸と紀伊半島の和歌山県および三重県海岸である。なお、図中には安定な海浜を対象として、底質特性の調査を行った福井県大味海岸、道口海岸および和歌山小浜海岸、切目川河口海岸、志原海岸それぞれの位置を示しており、その結果は後述する。また、外国の海岸について、マレーシア東海岸、アラビア海に面するイラン・パキスタン海岸およびオーストラリアの東および南海岸である。

これらの地域の海岸において海岸形状を計測したが、海岸変形に最も影響を与える外力は来襲波浪であって、わが国沿岸に来襲する海岸波浪は2.3において概括したが、ここでは海岸形状の計測を行った地域の来襲波浪の特性について詳述する。まず、山陰海岸における高波浪の来襲は、ほぼ冬期季節風時に限られるが、砂浜海岸の平面形状の測定対象地域に最も近いところにおける波浪の観測は、鳥取県西端に近い皆生海岸で若干実施<sup>52)</sup>されているのみである。この観測結果に基づいて、波浪の月別来襲エネルギーおよび風向観測から推定した波浪の来襲方向エネルギー分布を図-3.4.3に示す。これから、12月から2月に至る冬期季節風時に来襲波浪のエネルギーが高く、これが海岸変形に影響を与えることは

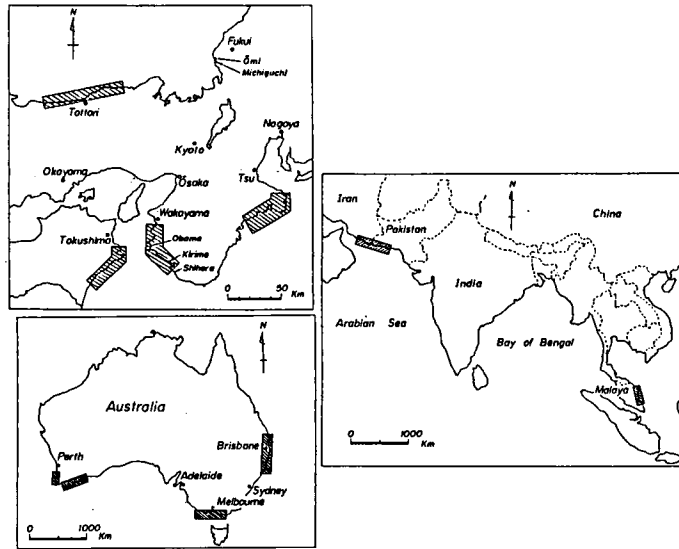


図- 3.4.2 平面形状の計測地域の位置図

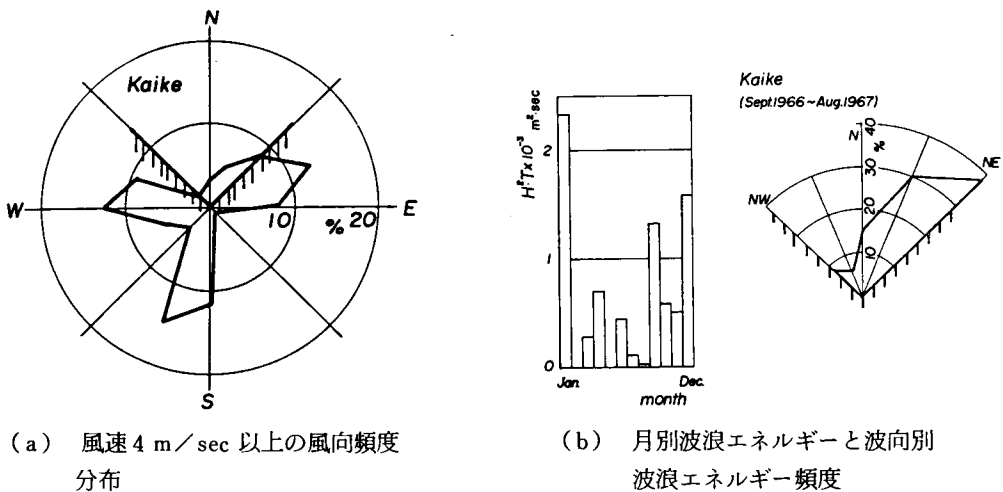


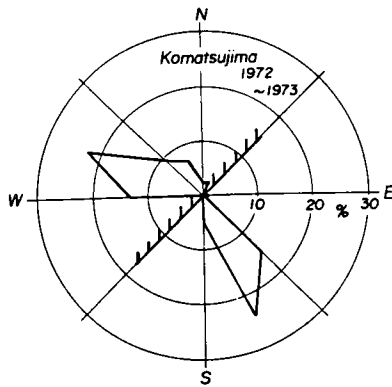
図- 3.4.3 鳥取海岸における来襲波浪の特性

明らかである。また、来襲波浪の波向が風向と一致するものとすれば、NEおよびNNE 方向から来襲する波浪のエネルギーが約70 %を占めている。しかし、皆生海岸はその西側に弓ヶ浜半島から島根半島が突出していることから、砂浜海岸の平面形状を計測した鳥取海岸では、その波向は皆生海岸のそれに比べてW方向に若干片寄るものと考えられ、波向の主方向はNからNWの間であると推定される。

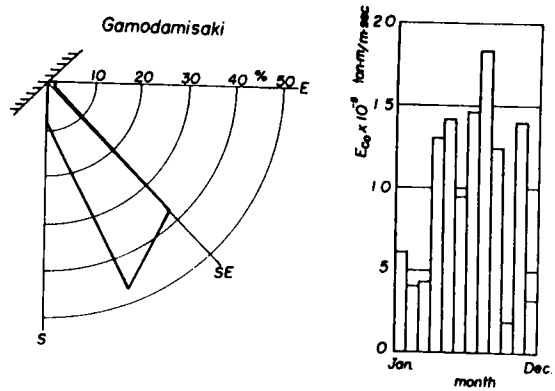
徳島県南部海岸では、蒲生田岬を境として北側の海岸線の方がほぼN-S方向であり、南側ではNE-SW方向となっている。このため、冬期季節風によるNNWからW方向の風は陸風となるため、ここではEからS方向の海風についてのみ取り出した。なお、蒲生田岬の波浪観測地点での風向資料が



ないため、距離的に最も近い小松島における風向資料を用いている<sup>53)</sup>。図-3.4.4(a)は小松島における日最大風速  $8 \text{ m/sec}$  以上の風配図を示すもので、前述のように、NNWからW方向の風向は、冬季節風によるものであり、EからS方向の風向は夏期の台風期のものである。このため、図-3.4.4(b)に示すように来襲波浪の方向別エネルギーフラックスはESEおよびSE方向の頻度が高く、徳島県南部



(a) 小松島における風向頻度



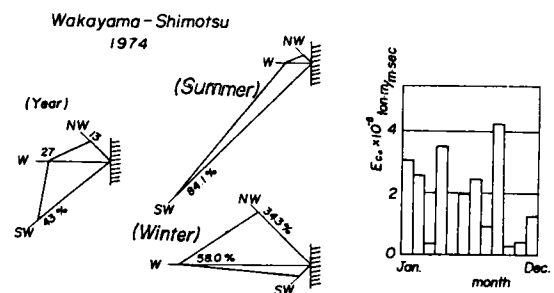
(b) 蒲生田岬における波向別波浪エネルギー頻度と月別波浪エネルギー

図-3.4.4 徳島県小松島における風向頻度分布と蒲生田岬における来襲波浪特性

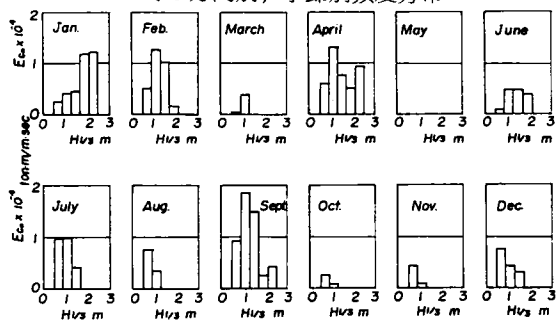
海岸へは、直 太平洋から夏期の台風時に、高波浪が来襲するものと考えられる。

さらに、和歌山県海岸においては、海岸線の方向から冬季節風時と夏期の台風時に高波浪が来襲することが推定される。ここでは、和歌山県下津港<sup>53)</sup>における波浪観測結果に基づいて来襲波浪の特性を検討する。なお、波高および周期の観測と同時に波向も観測されており、他の地域の風向記録からの推定波向とは異なるものである。図-3.4.5は、来襲波浪のエネルギーフラックスの頻度を示すものであって、冬期と夏期では、来襲波浪の方向が明らかに相違している。すなわち、冬季節風時には、W～NW方向の波浪の来襲頻度が高く、夏期の台風時にはSW方向の直接太平洋から来襲する波浪の頻度が高くなっている。

一方、紀伊半島の東側に位置する三重県



(a) 月別波浪エネルギーフラックスとその方向別、季節別頻度分布



(b) 波高別波浪エネルギーフラックス

図-3.4.5 和歌山県下津港における来襲波浪の特性

海岸では、波浪の観測記録がないため、大王崎<sup>54)</sup>における風向資料から推定すると、他の地域とは若干相違して、図-3.4.6に示すように、EとSSW方向の2方向を中心とする来襲波浪の波向が推定される。また、冬期季節風は徳島県南部海岸と同様に陸風となるため、夏期の台風時にのみ高波浪が来襲するものと考えられる。

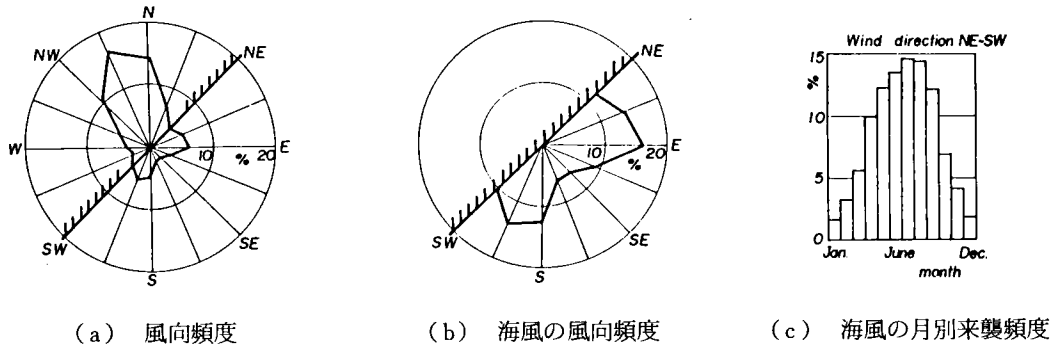


図-3.4.6 三重県大王崎における風向頻度分布と月別NE～SW方向の来襲頻度分布

以上のように、わが国における安定海浜の平面形状を計測した地域の来襲波浪の特性について、とくに来襲波浪の主方向について概観したが、一方、諸外国の海岸で取出した安定な海浜と考えられる地域の来襲波浪の特性、とくに波向について見ると次のようである。まず、マレーシア東海岸<sup>55)</sup>では、南シナ海からNE方向のうねり性の波浪の来襲頻度が高く、イラン・パキスタン海岸ではS～SE方向の波浪、また、オーストラリア東海岸では、Silvester<sup>43)</sup>によれば、N～Eの範囲から来襲する波浪の頻度は36%であるのに対して、E～Sの範囲からの来襲波浪の頻度は64%を占め、しかも、うねり性の波浪が来襲することを示している。さらに、Radok<sup>56)</sup>によれば、1月から7月の冬期に風向がSE～SW方向で風速10m/sec以上の風の頻度が高いことを指摘している。すなわち、風向と波向がほぼ一致するものとすれば、S方向からの来襲波浪の頻度が高いことを示しているといえよう。オーストラリア南海岸では、S～SE方向からの風の来襲頻度が高く、東海岸と同様に考えるならばS～SE方向からの波浪が支配的となるものと考えられる。

## (2) 海浜形状の表示とその特性

以上のように、来襲波浪の主たる波向を念頭に、砂浜海岸の平面形状の特性を検討するが、図-3.4.7は平面形状を計測した特性値の説明図である。すなわち、ここで述べる平面形状とは汀線の形状であって、汀線の両端を結ぶ直線を $l_B$ 、両端の岬を結ぶ直線を $l_P$ とし、これら $l_B$ と $l_P$ に交差する方位Nの直線とのなす角をそれぞれ $\alpha$ および $\beta$ とする。また、 $l_B$ と汀線に囲まれた海域をセグメントに分け、それぞれの $y$ 、 $y_{0.25}$ 、 $y_{0.75}$ と $y_{max}$ および卓越波向

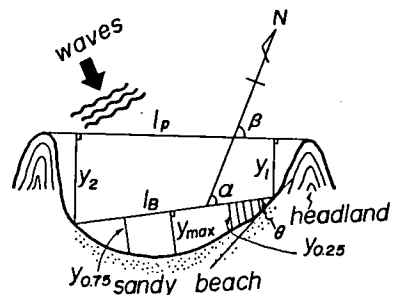


図-3.4.7 平面形状の測定

に対して  $l_B$  と下手側汀線とはさまれた角  $\theta$  などの諸量を計測して、平面形状を表す特性値とする。

わが国および諸外国の海岸形状のうち、湾口  $l_P$  と汀線の両端を結んだ  $l_B$  それぞれの方位  $N$  からの角度  $\alpha$  および  $\beta$  の関係を示したものが図-3.4.8である。これから若干のばらつきが見られるものの、わが国および諸外国の海岸ともに、 $\alpha$  と  $\beta$  に対応関係が見られ、湾口と砂浜の面する方向がほぼ同じであることを表している。このことは、来襲波浪が岬付近で屈折あるいは回折しながら海岸まで到達し、岬によって完全に遮蔽されるものでないことを意味している。

平面形状の計測から形状の非対称性を検討するために、わが国の各地域における砂浜海岸について  $y_{0.25}/y_{0.75}$  および平均湾入率  $\bar{y}/l_B$  と各地で推定される来襲波浪の主要な波向に対する  $l_B$  および  $l_P$  のなす角  $\alpha$  および  $\beta$  の関係を調べ、地域ごとに示したものが図-3.4.9および図-3.4.10である。これらの図から推定さ

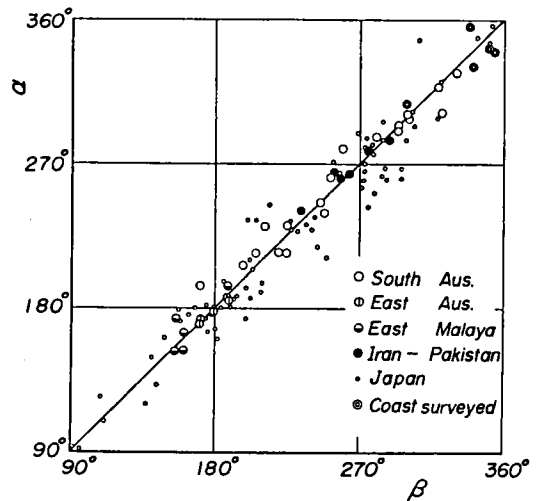
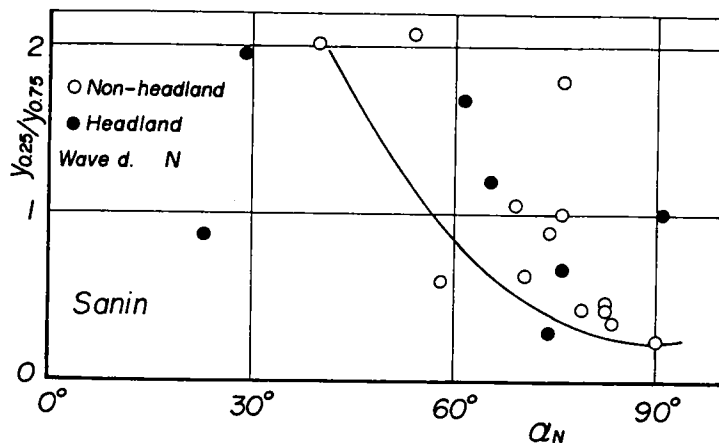


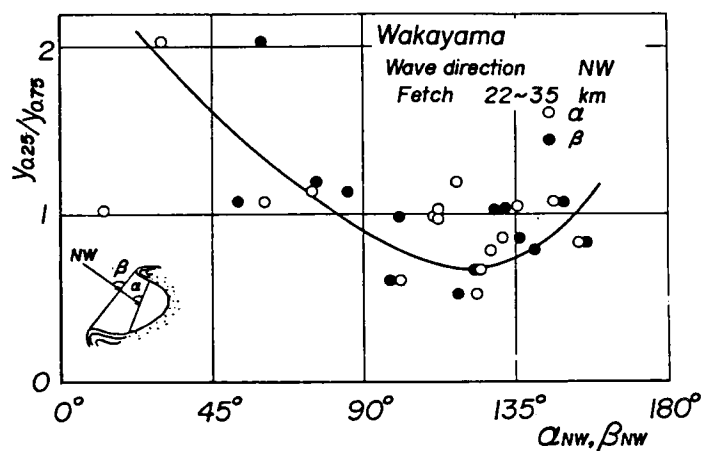
図-3.4.8  $\alpha$  と  $\beta$  との関係

れる波向に対して、 $l_B$  および  $l_P$  が波向に対して傾くほど、砂浜の平面形状は非対称となり、平均湾入率の値が小さくなることがわかる。一方、図中に示す曲線のピーク的位置は、これら各地域の平均的な卓越波向に対応する。すなわち、山陰海岸では  $N$  から約  $20^\circ$  西よりの方向からの来襲波浪に直面する砂浜海岸の平面形状が対称形に近く、海岸の湾入も大きいことを示している。同様に和歌山県北部海岸では  $NW \sim N$  方向に面する海岸、南部海岸では  $SW \sim S$  方向、さらに徳島県南部および三重県海岸では、 $SSE \sim S$  方向に面する海岸の汀線形状が、ほぼ対称形に近いことを示し、前述の来襲波浪の特性で検討した推定波向と、よく一致している。

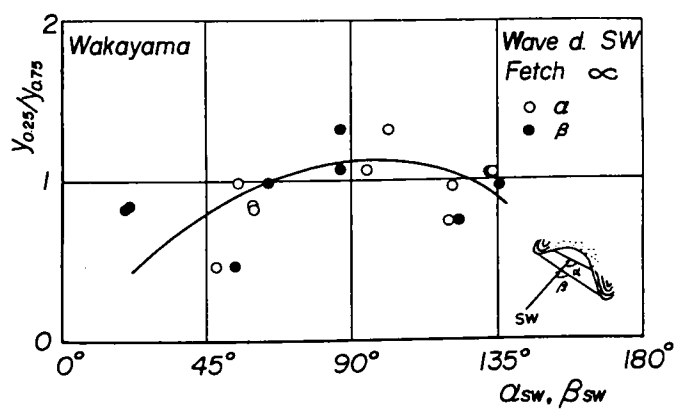


(a)

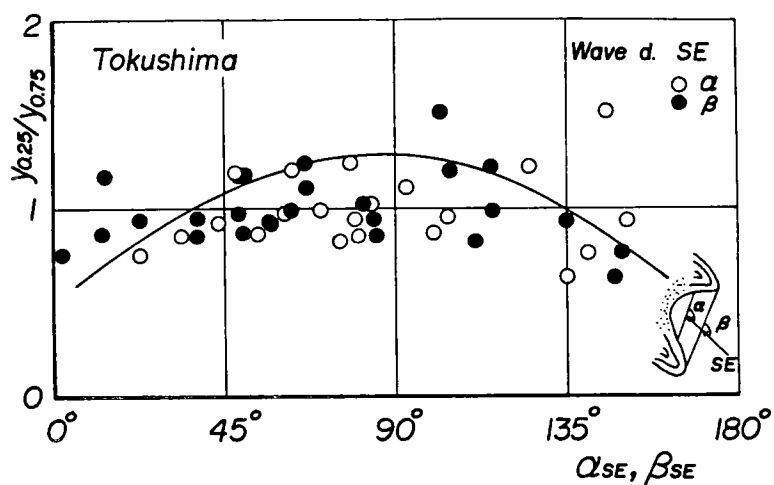
図-3.4.9 卓越波向と平面形状の非対称性(1)



(b)

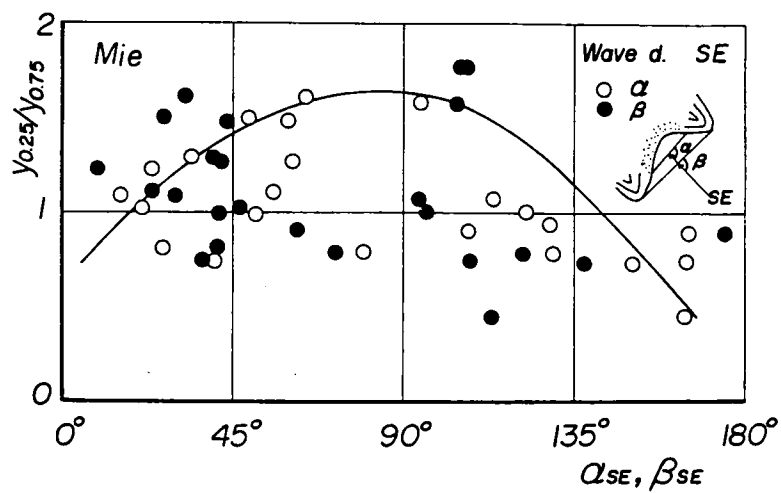


(c)



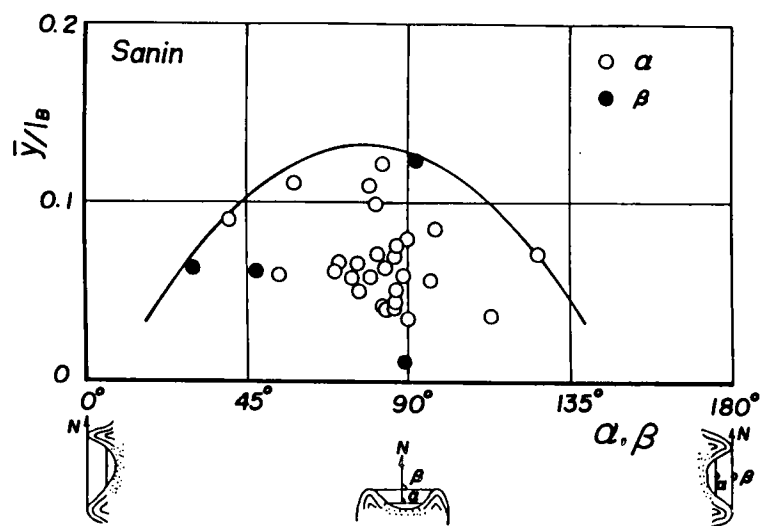
(d)

図-3.4.9 卓越波向と平面形状の非対称性(2)



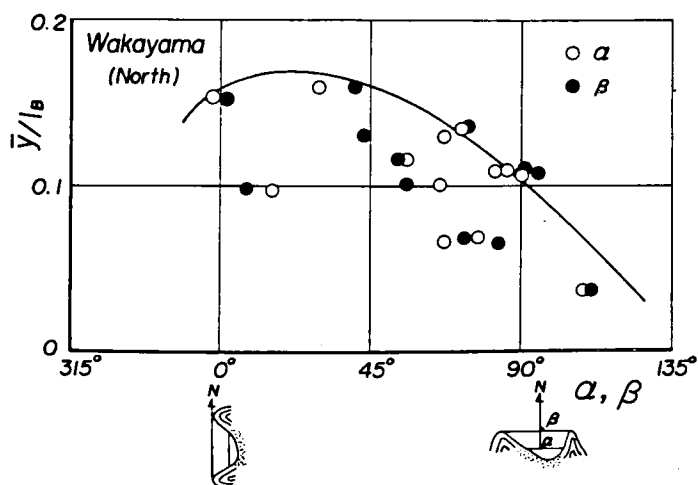
(e)

図- 3.4.9 卓越波向と平面形状の非対称性 (3)

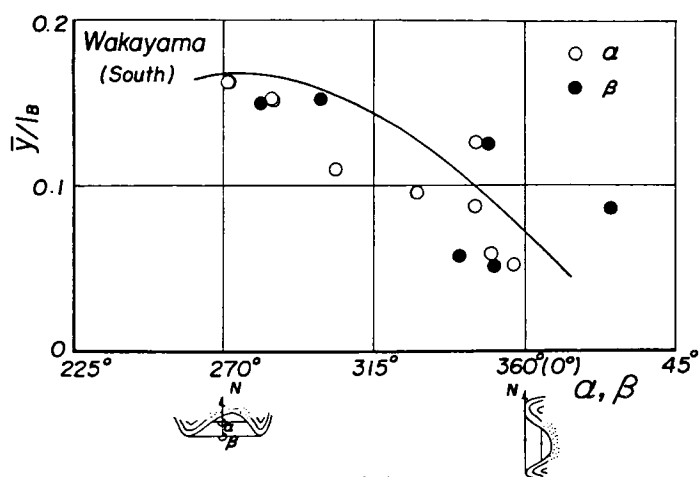


(a)

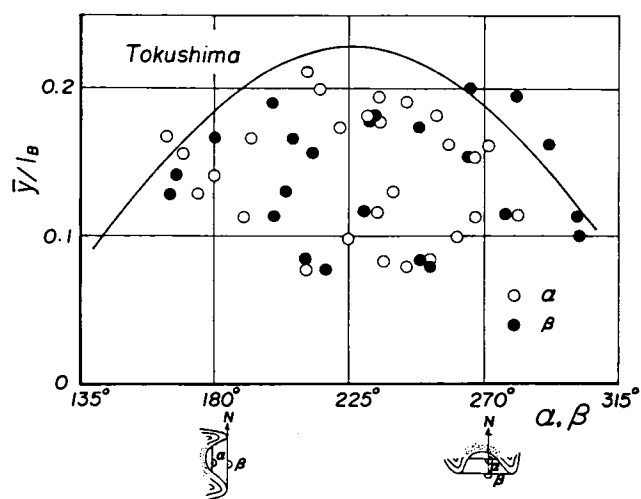
図- 3.4.10 平均湾入率と  $\alpha, \beta$  との関係 (1)



(b)

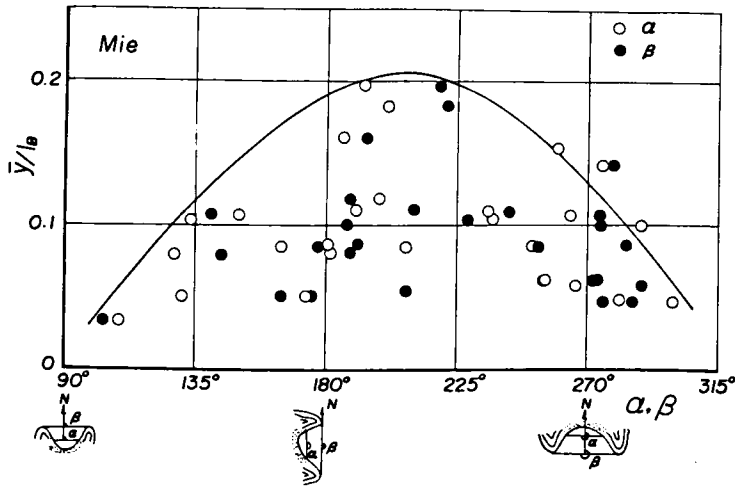


(c)



(d)

図-3.4.10 平均透入率と $\alpha$ ,  $\beta$ との関係(2)



(e)

図-3.4.10 平均湾入率と $\alpha, \beta$ との関係(3)

次に、平均湾入率 $\bar{y}/l_B$ と最大湾入率 $y_{max}/l_B$ の関係を図-3.4.11に示す。わが国のポケットビーチは図中の直線で示すように、地域的に若干の相違がみられる。すなわち、徳島および三重海岸ではほぼ同様の傾向を示すが、和歌山および山陰海岸では、 $y_{max}/l_B$ に対して $\bar{y}/l_B$ の値が小さくなっている。とくに、山陰海岸は、これらの地域の中でその値が最も小さく、ポケットビーチの平面形状が局所的に大きく湾入した形状となっているものの、平均的には、扁平な平面形状を示すものといえよう。このように、山陰海岸のポケットビーチの平面形状が、他の地域のそれと相違する理由として、砂浜の両端に岬が存在し、しかも突堤などの海岸構造物が設置されていない自然状態のポケットビーチが少ない

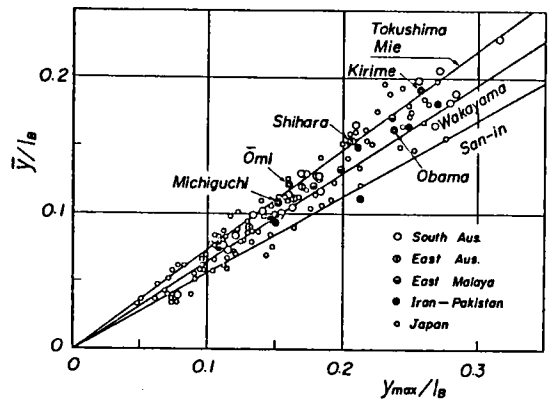
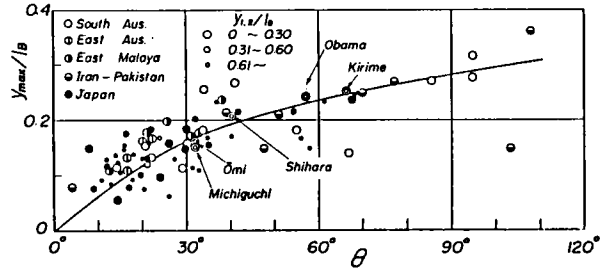


図-3.4.11 平均湾入率 $\bar{y}/l_B$ と最大湾入率 $y_{max}/l_B$ との関係

ために、ポケットビーチ状をした砂浜海岸をも含めて計測しており、岬状に突出した砂浜の先端を回って漂砂が移動するために、他の地域と相違するものと考えられる。一方、諸外国のポケットビーチは、砂浜の両端に岬が存在する徳島、三重および和歌山海岸とほぼ同じ位置にその値が分布している。

また、ポケットビーチの最大湾入率 $y_{max}/l_B$ と各地域において推定される波向に対する下手側汀線と $l_B$ にはさまれた角 $\theta$ との関係を示したものが図-3.4.12である。ただし、この図は、地域ごとにポケットビーチの形状に及ぼす岬の影響を検討するために、波向に対して上手側の岬の突出率 $y_{1,2}/l_B$ ごとに図示してあるが、各地域のポケットビーチは、最大湾入率の増大とともに下手側汀線と $l_B$ には

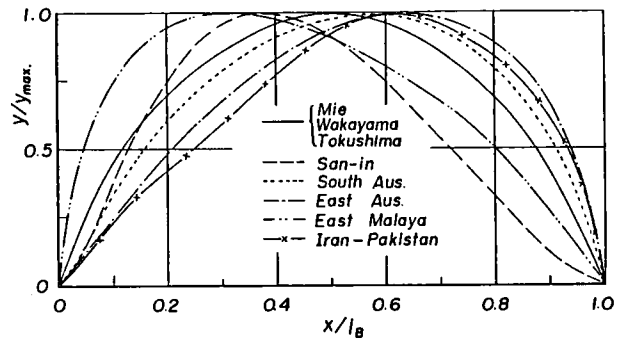
さまれた角 $\theta$ が大きくなっている。このことは、ポケットビーチの湾入が $\ell_B$ に対して、直角方向から波浪の来襲するほど大きくなる傾向を示すことから、 $\theta$ の大きいものほどポケットビーチに対して、正面から波浪が来襲する頻度が高いものとなるといえる。さらに、岬の突出率の相違による影響は、ほとんど見られない



図－ 3.4.12 最大湾入率と $\theta$ との関係

が、ポケットビーチの形状は、来襲波浪の屈折や回折に影響されると考えられることから、現地海岸における岬の突出の状況が砂浜海岸にみられる防砂突堤などのように、砂浜から直接沖方向に突出しているのではなく、岬の先端からポケットビーチの端まで岩礁などによって、ある距離をもっていることや、岬からポケットビーチにかけての海底地形の相違など、岬の状況が異なるため、岬の突出率の影響が直接現れないのであろう。しかし、このように岬の突出率が、0.2程度から0.8程度までと大きく相違するにもかかわらず、また、ポケットビーチの規模の大小に関係なく、各地域の砂浜海岸の形状特性の傾向がほぼ同様であることは、非常に興味深いことといえる。

また、各地域におけるポケットビーチの平面形状、すなわち汀線形状を無次元化するために、横軸に $x/\ell_B$ 、縦軸に $y/y_{max}$ をとって示したものが図－3.4.13である。ただし、この図に示す各地域の値は、それぞれの地域において抽出したポケットビーチの平均値を示している。これから徳島、三重および和歌山海岸で $y/y_{max}$ のピークが $x/\ell_B$ のほぼ0.5の位置にあって、その形状がほぼ左右対称な形状を示している。しかし、山陰および諸外国の海岸では、そのピークの位置が左右にずれ、非対称な形状となっている。これは前者の海岸では、ポケットビーチに対して、



図－ 3.4.13 平面形状の無次元表示

ほぼ正面から波浪が来襲するか、あるいは広範囲の波向をもつ波浪が来襲することによるものであろう。これに対して、後者の海岸では、海岸の変形すなわちポケットビーチの平面形状に影響を及ぼす来襲波浪の波向が、ポケットビーチに対して一定していることに原因するものと考えられる。

また、 $\ell_B$ と汀線に囲まれた海域の形状について、 $\ell_B$ を直径とした半円形の面積 $A_c$ および海域の実面積 $A$ の比と最大湾入率の関係ならびに、 $\ell_B$ を直径とし半円形の弧長 $a_c$ および実汀線長 $a$ の比と最大湾入率の関係を示したものが図－3.4.14および図3.4.15である。これらいずれの図においても、最大湾入率の増加に伴って面積比および弧長比も増加している。しかも、わが国および諸外国の海浜についてもほぼ同じ傾向を示し、海浜の規模や地理的条件の相違にもかかわらず、相似の形状特性を示し



ている。以上のように、海浜の規模の大小に関係なく共通した平面形状を有することから、海浜内における漂砂移動も同様な相似性が期待されるものと考えられる。

### 3.4.2 安定な砂浜海岸の平面形状特性

沿岸漂砂がヘッドランドで囲まれた海域内でのみ収支する安定な砂浜海岸とヘッドランド前面を通過して少量の沿岸漂砂のある安定な砂浜海岸が存在する。まず、前者の海岸は3.3で分類した漂砂の供給および流失ともにない閉漂砂海岸に対応する。後者は沿岸漂砂に対して上手側および下手側ヘッドランド前面を通過する漂砂が存在するような海岸である。

このような2種類の安定な砂浜海岸の形状を示すと図-3.4.16になるであろう。このうち(a)は前者のヘッドランドに囲まれた海域にのみ漂砂がある場合に対応しており、海岸への来襲波浪の卓越波向すなわち砕波点での波向は汀線と直角となって沿岸漂砂は存在せず、したがってその結果ヘッドランドを越えて下手側海浜への沿岸漂砂もなく、常に安定な海浜形状を保つものと考えられる。したがって、この場合は静的に安定な海浜 (statically stable beach) といえよう。一方、(b)は図のようにとった波向と汀線のなす角の比  $\beta_b/\theta_B$  が1より大きく、波浪エネルギーの沿岸方向成分があることから、ヘッドランドを越えて下手側海浜への沿岸漂砂が存在するものの、安定な海浜形状となっているものであって、動的に安定な海浜 (dynamically stable beach) ということができよう。この波向と下手側汀線

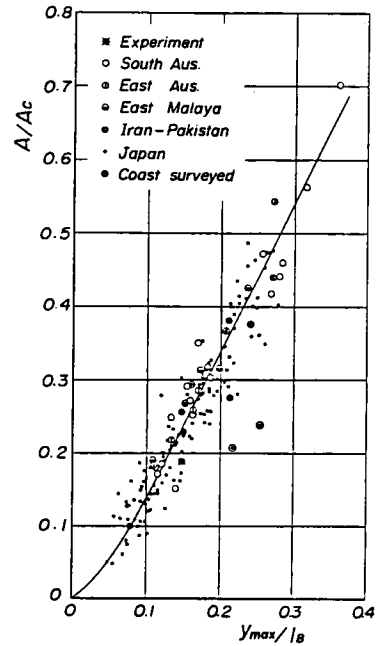


図-3.4.14 面積比と最大湾入率との関係

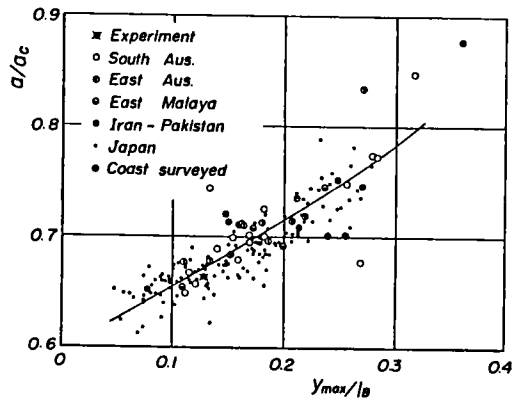


図-3.4.15 孤長比と最大湾入率との関係

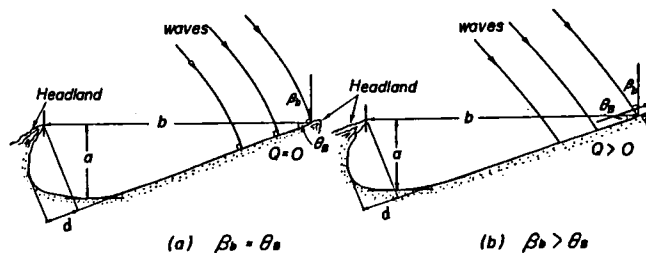


図-3.4.16 安定な海浜の模式図と記号

とにはさまれた角の比  $\beta_b/\theta_B$  は沿岸漂砂量の大小によって決定されるものと考えられる。

このような考えに基づいて2つの砂浜海岸を実例として、その形状特性を調べ、両者の関係とくに Silvester<sup>43)</sup>の提案した安定な海浜の理論形状と比較考察する。なお、ここで取り上げた砂浜海岸は、いずれもポケットビーチの平面形状特性を検討した海岸である。

#### (1) 静的に安定な砂浜海岸

卓越波向に対して下手側海岸への沿岸漂砂が存在せず、ヘッドランドで囲まれた領域内でのみ漂砂があると考えられる海浜として、ポケットビーチと分類したものの中からオーストラリア南海岸をはじめイラン・パキスタン海岸および日本の和歌山、徳島海岸に存在する典型的な海浜を取りあげることにした。それらの海浜の両端はヘッドランドによって囲まれ、 $\beta_b/\theta_b$  の値がほぼ1に近いものである。図-3.4.17は図-3.4.16(a)の定義に基づいて計測された最大湾入率  $a/b$  と  $\theta_B$  の関係であるが図中に示した Silvesterの曲線にほぼ一致する。 $\theta_B$  の角度および  $\beta_b/\theta_B$  の値がほぼ同じである海浜について、その形状を  $\beta_b/\theta_B=1$  で示す Silvester による対数らせんの式から計算した形状と比較したものが図-3.4.18である。また、この図に示した海浜の地形図を図-3.4.19に示す。以上のように、静的に安定であると考えられる海浜では、その湾入率も大きく、しかも計算による形状と比較的によく一致することがわかる。

以上のように、Silvester による式(3.4.1)において、 $\alpha=90^\circ$  の場合には  $\beta_b/\theta_B$  も1となることから、この静的に安定な海浜形状は円弧形状を示すことになる。

#### (2) 動的に安定な砂浜海岸

マレーシア東海岸およびオーストラリア北東部海岸など来襲波浪の卓越波向がほぼ一定で、直線状の海岸線を有するところには、安定な海浜群または少なくとも安定と考えられる海浜群が存在する。

図-3.4.20(a)はマレーシア東海岸における海浜群を示したもので、来襲波浪の卓越波向はほぼNNE方向である。また、(b)はオーストラリア北東部の海岸で、その卓越波向はSE方向である。なお、図中

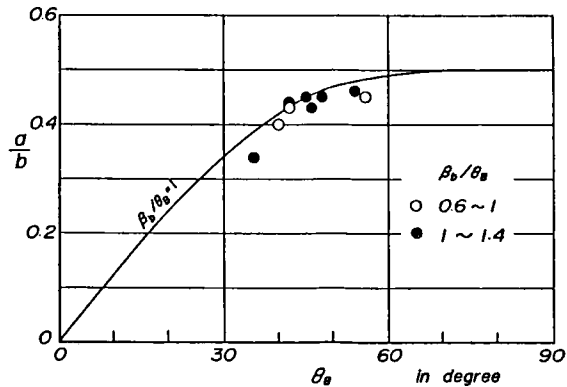


図-3.4.17 静的に安定な海浜の最大湾入率  $a/b$  と  $\theta_B$  との関係

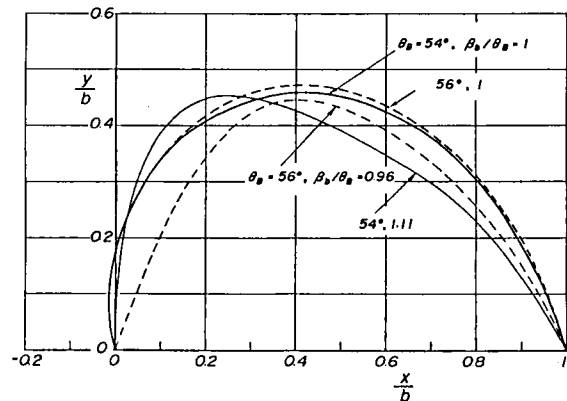
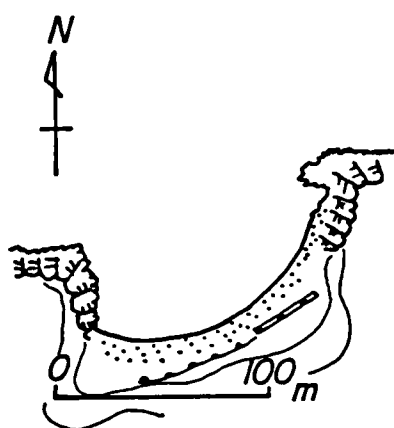
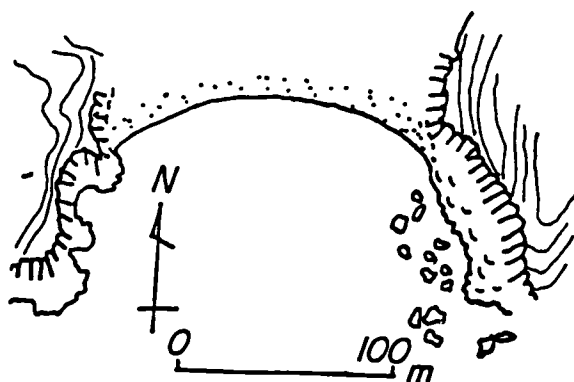


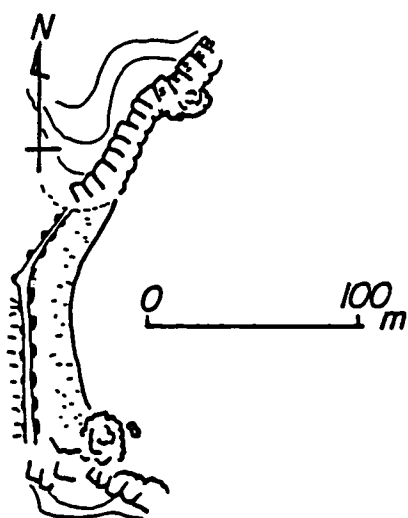
図-3.4.18 静的に安定な海浜形状の無次元表示



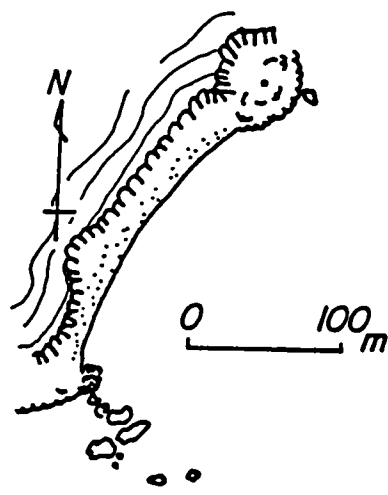
(a) 和歌山冷水海岸



(b) 徳島イカリ海岸

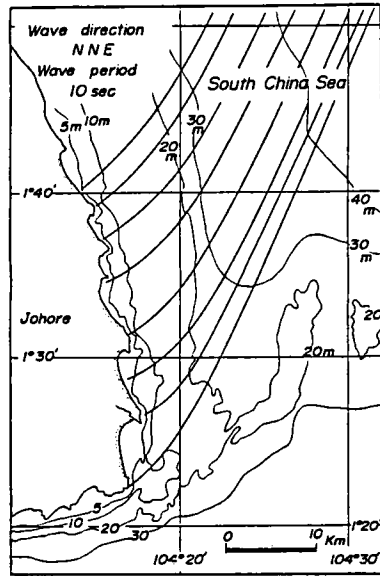


(c) 三重答志海岸

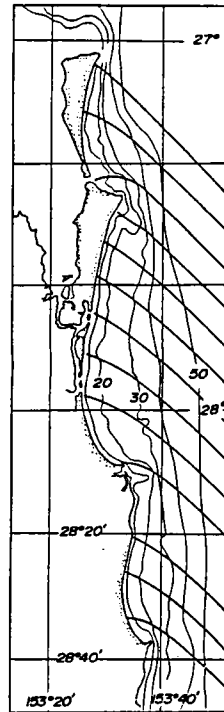
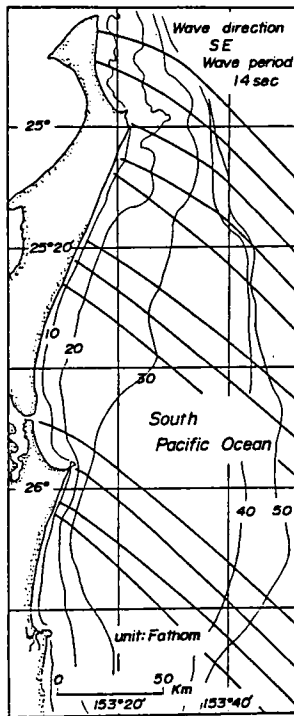


(d) 徳島西イカリ海岸

図－3.4.19 静的に安定と思われる海浜の実例



(a) マレーシア東海岸



(b) オーストラリア北東海岸

図- 3.4.20 動的に安定と思われる海浜群の実例

にはそれぞれの来襲波浪の屈折図も示してある。マレーシア東海岸では海浜への大きな流入河川はほとんど存在しないが、オーストラリア北東部海岸では、比較的大きな流入河川やいわゆる tidal inlet が存在することが特徴であり、それらが海浜の直接の漂砂源になっている。

これらの海岸において来襲波浪の屈折を考慮し、それぞれの海浜のヘッドランド部における波浪の入射角を求め、海浜形状の特性値を計測し、一般的な海浜の形状特性を考察する。

図-3.4.21 は最大湾入率  $a/b$  と図-3.4.16 に示す  $b$  と汀線とはさまれた角  $\theta_B$  との関係であって、波の入射角との比  $\beta_b/\theta_B$  が1に近いほど図中に示す安定な海浜を表わす曲線に近づく、すなわち、 $\beta_b$  と  $\theta_B$  とが一致する場合は、前述したように、来襲波浪が汀線に直角に入射することによって、沿岸漂砂は存在しないことになる。

図-3.4.22 は図-3.4.16 に定義した波向  $\beta_b$  と  $\theta_B$  との関係であり、図中の直線は来襲波浪の卓越波向

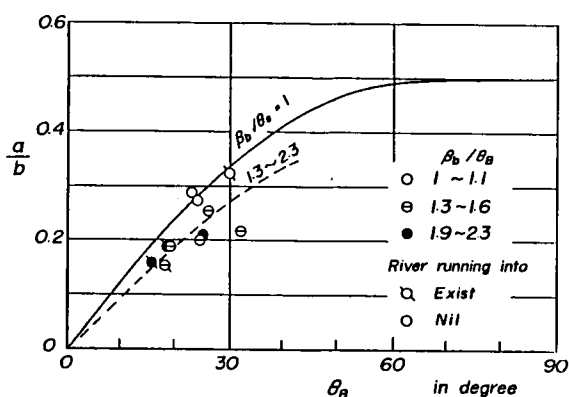


図-3.4.21 動的に安定な海浜最大湾入率  $a/b$  と  $\theta_B$  との関係

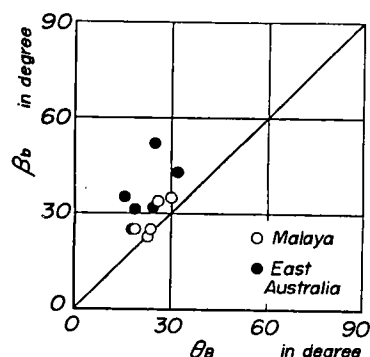


図-3.4.22 波向  $\beta_b$  と  $\theta_B$  との関係

$\beta_b$  が  $\theta_B$  に等しい場合を示しているが、いずれの値もこの直線より上方に位置していることから、下手側海浜への沿岸漂砂が存在するものと考えられる。このように下手側海浜への沿岸漂砂が存在する海浜においては、海浜への流入河川や tidal inlet の存在が当然のことながら、その形状に影響するであろう。

図-3.4.23 は  $\theta_B$  の角度および  $\beta_b/\theta_B$  の値がほぼ同一のものについて、海浜の形状を無次元化して比較したものである。なお、図には太い実線で Silvester による対数ラ線の式から計算した形状をも示している。この図から、海浜への漂砂源としての流入河川や tidal inlet が存在する場合には、

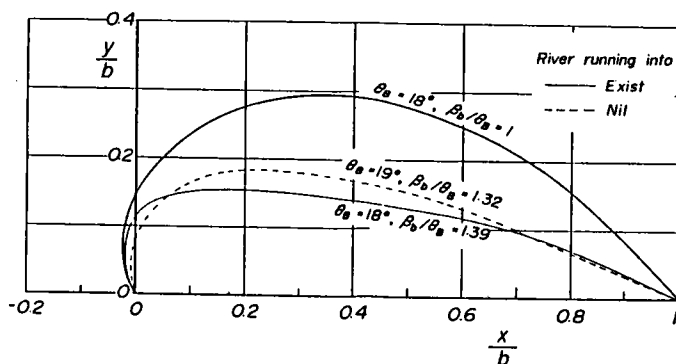


図-3.4.23 動的に安定な海浜形状の無次元表示

海浜の形状は偏平となり、最大湾入率の値は小さくなる。つまり、対数線式の式で示される静的に安定な形状に達する前に、漂砂の平衡が保たれ、いわゆる動的に安定な海浜となるのであろう。

卓越波向に対して上手側のヘッドランドの突出比 $d/b$ と最大湾入率 $a/b$ との関係を示す図-3.4.24からも、その漂砂源の寄与を知ることができる。なお、この図によればヘッドランドの突出比 $d/b$ が大きくなると最大湾入率も大きくなる傾向がみられる。

さらに、動的に安定な海浜形状を静的に安定な場合と比較するために、ほぼ $\theta_B$ の値が等しいものについて示したものが図-3.4.25である。後者は図中の計算結果、すなわち $\beta_b/\theta_B = 1$ の曲線と比較的よく一致しているが、前者は海浜の無次元湾入率 $y/b$ が約1/2程度となっている。

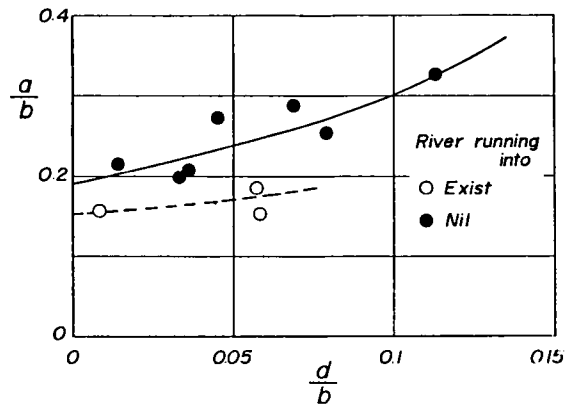


図-3.4.24 ヘッドランドの突出比 $d/b$ による最大湾入率 $a/b$ の変化

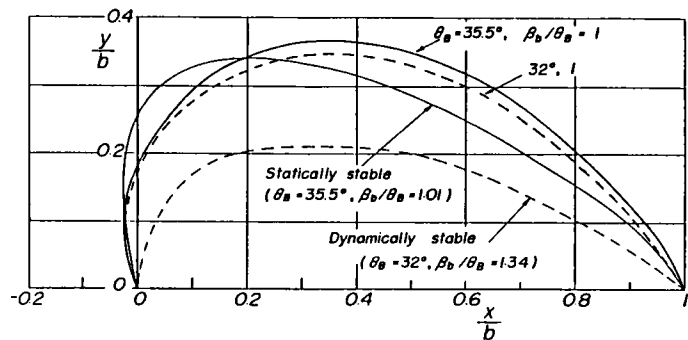


図-3.4.25 静的および動的に安定な海浜形状の比較

### 3.4.3 砂浜海岸の断面形状特性

砂浜海岸の断面形状は、来襲波浪特性および底質粒径と関係することはよく知られた事実である<sup>57)</sup>。これまで古くから海浜の平衡勾配が議論され、またそれに伴う底質、すなわち漂砂の移動限界水深についても数多く研究されてきた。ここでは、このような立場ではなく、実際海岸における海浜断面形状の変化特性を前述の漂砂海岸の分類に対応して考察する。

砂浜海岸の断面形状は来襲波浪の特性に応じて変化し、例えば古く Johnson<sup>58)</sup>は正常型海浜 (normal beach) あるいは暴風型海浜 (storm beach) と分け、それぞれは沿岸砂州の有無とも関係して、沿岸砂州の発生限界は波形勾配が、約 0.025 ~ 0.03 で区分され、波形勾配が 0.03 より大きければ暴風型海浜、小さければ正常海浜となることを示した。しかし、その後の研究によって、波による底質の移動は底質粒径や底質比重によっても大きく影響され、波と底質移動との間の縮尺効果が種々検討されることによって、沿岸砂州の発生限界が波浪特性のみに依存するものでないことが示されている。一方、沿岸砂州も海浜変形に伴う一地形現象であって、それよりも汀線の前進・後退に着目した海浜断面形状の分類と定式化が堀川・砂村<sup>59)</sup>らによって行われた。すなわち、図-3.4.26 のような 3つの海浜形状パターンに分類し、現地海岸では次の関係から汀線の前進・後退が規定されるとしている。

$$\left. \begin{aligned}
 H_o/L_o &\geq 18 (\tan \bar{\beta})^{-0.27} (d/L_o)^{-0.67} \\
 &\dots\dots \text{I 型 (後退)} \\
 H_o/L_o &= 18 \sim 9 (\tan \bar{\beta})^{-0.27} (d/L_o)^{-0.67} \dots\dots (3.4.2) \\
 &\dots\dots \text{II 型 (前進・後退)} \\
 H_o/L_o &\leq 9 (\tan \bar{\beta})^{-0.27} (d/L_o)^{-0.67} \\
 &\dots\dots \text{III 型 (前進)}
 \end{aligned} \right\}$$

また、同様の考え方に基いて尾崎<sup>60), 61)</sup>、楳木・出口<sup>62)</sup>も汀線の前進・後退の限界式を示している。

このような海浜断面形状特性をよりグローバルな立場から、茂木<sup>63)</sup>はわが国沿岸の砂浜海岸について考察し、図-3.4.27 に示すような3つのタイプに分類して、その分布を示しているが、田中<sup>2)</sup>はこの茂木によるわが国沿岸における分布を一部修正し、図-3.4.28 のような地域分布で

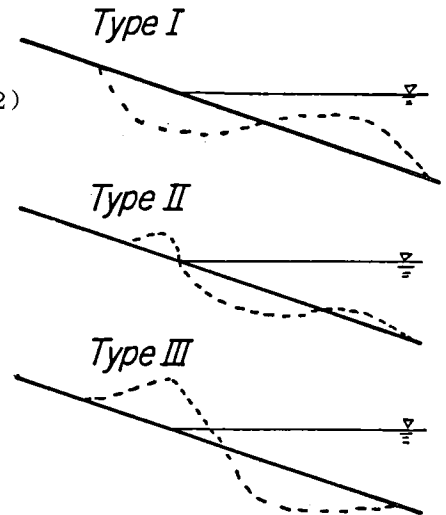


図- 3.4.26 汀線の前進・後退のパターン<sup>59)</sup>

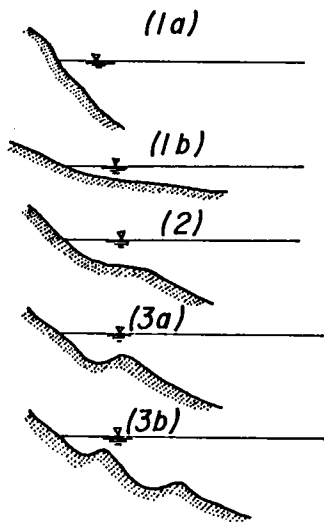


図- 3.4.27 砂浜海岸の断面形状の分類

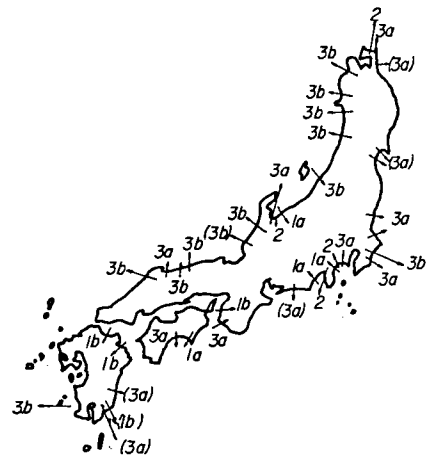
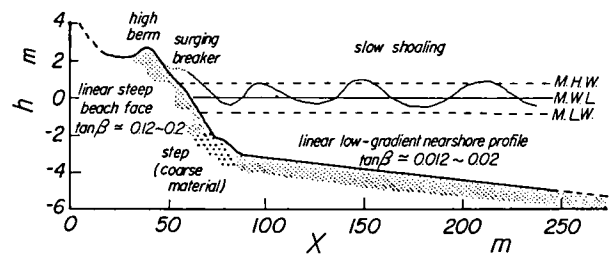


図- 3.4.28 わが国における海浜断面型の分布<sup>2)</sup>

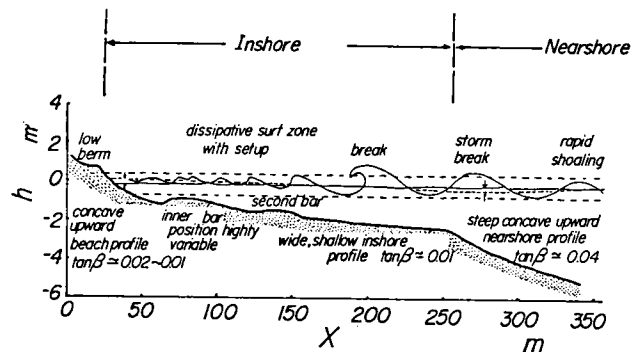
あることを示しており、1 a 型の急勾配平滑海浜は関東地方以西の太平洋岸で、しかも礫浜海岸に多いことを指摘している。一方、沿岸砂州を有する海岸は1 a 型海浜に比べて、底質粒径は小さく細砂から構成されており、しかも海浜勾配が緩くなっている。また、この海浜は沿岸砂州の数によって細分類し、1段砂州海浜と多段砂州海浜に分けているが、その分布については、前者の海浜は太平洋沿岸の大規模砂浜海岸に見られるのに対して、多段砂州海浜は日本海側に数多く分布していることを指摘している。これら分類された海浜の断面形状は沖合の海底勾配と密接に関係して、急勾配海岸は沖合が急勾配な地域に発生しやすく、砂州海浜は緩勾配な地域に発達しやすいことを示している。さらに、オーストラリ

アの Sydney 大学の自然地理学者のグループ<sup>36), 37), 38)</sup>は、オーストラリア南東および南部海岸に分布する大規模な砂浜海岸の現地調査を行い、海浜地形の 3 次元的な形態の変化を明らかにしている。とくに、この調査において海浜断面状を大きく図

ー 3.4.29 に示すように reflective beach (反射波型海浜)とdissipative beach (消波型海浜)とその中間型海浜(intermediate beach)の 3 つに分けている。前者の海浜は水深 3 m 程度までの海浜勾配が 1/10 以上の急勾配で、それ以深の沖合では 1/50 以下の緩勾配であって、底質も急勾配のところでは粗く、緩勾配のところでは細粒となり、汀線に平行な沿岸砂州をもった碎波帯幅の狭い海浜である。また、この海浜に来襲する波浪は 1 m 以下の波高であるために、急勾配海浜上すなわち汀線近くで碎波する。一方、後者の海浜はその勾配が 1/50 以下と緩く、沿岸砂州が発達しており、来襲波浪が 2 m 以上にもかかわらず、沖合で碎波



(a) 反射波型海浜



(b) 消波型海浜

図- 3.4.29 海浜断面形状の分類<sup>37)</sup>

し、底質は一般に細粒のものから構成された碎波帯幅の広い海浜である。また、前述したようにこの両者の間には沖方向に両者の特性を有する intermediate beach (中間型海浜)が存在する。この海浜は孤状砂州やカスピの発達した複雑な海浜地形を示すが、海浜地形の変化は来襲波浪の波高の変化による沿岸流や離岸流に伴う沿岸砂州の移動が大きく影響することを明らかにしている。また、これら 3 つのタイプの海浜形状は、一つの砂浜海岸の沿岸方向にも分布しており、とくに、ベッドランドをもつ対数線状の海岸では来襲波浪が小さなヘッドランドで遮閉された領域に反射波型海浜が見られる。さらに、海浜断面形状の変化においても図-3.4.30のように、反射波型海浜と消波型海浜ではほとんど変化しないが、中間型海浜は孤状砂州の変化と汀線から陸側のバームやカスピの発達によって、来襲波浪の特性に応じて大きな断面形状が生じる不安定な海浜であると述べている。

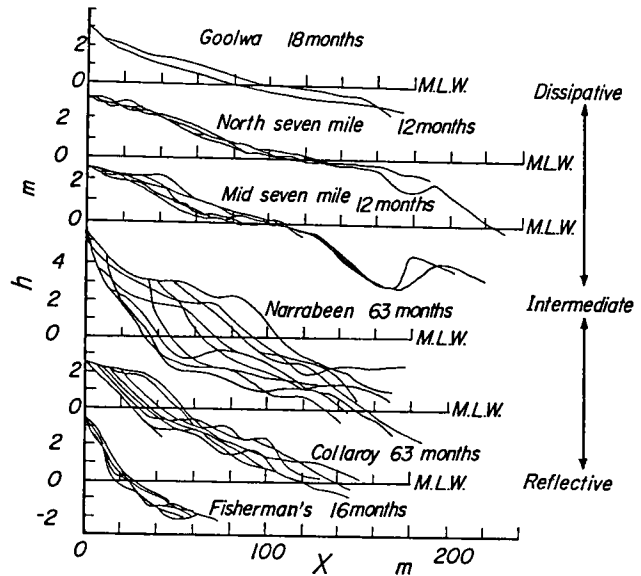
このように、砂浜海岸の断面形状は来襲波浪の特性などに応じて変化するが、ここでは著者がこれまでに調査を実施した砂浜海岸の断面形状をいくつか取り上げて、前述した閉漂砂海岸、擬閉漂砂海岸および開漂砂海岸に対比して考察する。

#### (1) 閉漂砂海岸の場合

閉漂砂岸はポケットビーチで代表されるように、砂浜海岸両端の岬状の岩礁などによって、そこから

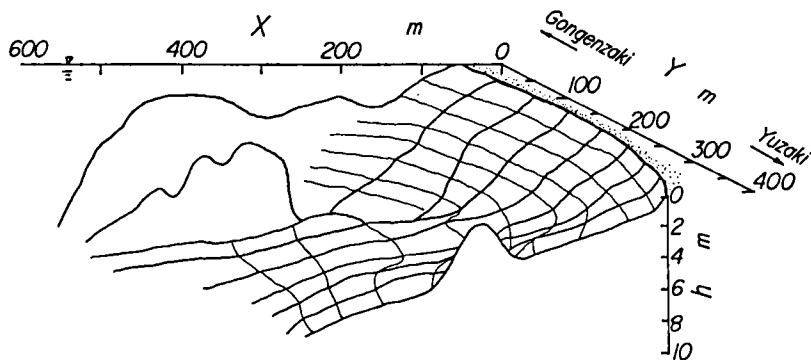


他の海域へ漂砂が流失しない海岸であって、当然のことながら海浜変形も長期的には生じないものである。しかし、季節的な来襲波浪の特性、とくに波向の変化によって海域内で、その形状が変化する。例えば、後述する和歌山県白良浜などでは、夏期にはSW～W方向および冬期にはNW方向の波の来襲頻度が高く、汀線の形状もそれに伴って夏期にはNよりの、冬期にはSよりの汀線が前進して浜幅が広がる傾向をもっている。このことは前述のように海域内で季節的な漂砂の移動があることを現し、それに伴って海浜断面形状も変化しているはずである。しかし、この変化は後述する開漂砂海岸などとは相違して、非常に小さいものと考えられる。



図－ 3.4.30 海浜断面形状変化の分類<sup>37)</sup>

図－ 3.4.31 は白良浜の海浜断面形状を沿岸方向に連ねたもので、ポケットビーチにみられる典型的



図－ 3.4.31 白良浜の海浜断面形状

な「すり鉢状」の海底形状をしていることがわかる。一方、白良浜のように地形の形成時以来、漂砂の流入・流失のないポケットビーチに対して、自然環境の変化に伴って閉漂砂海岸に変化してきた海岸では、以前の海岸形態であった時の海浜形状を残しているものと考えられる。図－ 3.4.32 はそのような海岸の典型的な例の1つである山口県室積海岸の場合であり、かつての漂砂源に近く、来襲波浪の主方向に直面する場所では海浜断面形状の勾配が急であるが、その波浪から遮閉された東側の海浜では比較的勾配が緩くなっている。

これら閉漂砂海岸では一般に異常な海浜変形も少なく、比較的安定な海浜であるため、海浜形状の測

量は、一般にその回数も少なく、また、短期間に数多くの測量が行われていないので、海浜の短期変化は明らかでないが、図-3.4.33のように経年的にはほとんど変化がない場合が多い。そして、この場合のように海浜勾配は比較的急で、Wright<sup>38)</sup>らの分類による反射型海浜に対応するものと思われる。

## (2) 擬閉漂砂海岸の場合

擬閉漂砂海岸は前述のように、広域的には海岸土砂収支の均衡がとれていると思われるが、場所的に汀線の前進・後退、すなわち侵食・堆積領域が見られる海岸で、この海岸変形の原因は漂砂源の変化や海岸・港湾構造物の築造などの影響が考えられる。とくに、海岸の沿岸方向に汀線変化がみられることから、海浜形状のみならず、海底形状も沿岸方向に変化しているものと思われる。例えば、前述した直江津海岸のうち直江津港東海岸において、防波堤によって遮閉されたところでは反射型海浜の地形を呈するものと思われるが、防波堤の遮閉域外では消波型海浜から中間型海浜となるものと考えられる。

図-3.4.34は防波堤による遮閉域内外の海浜断面形状を示したものであるが、遮閉域内では沿岸漂砂の堆積によって汀線は前進するものの、海浜勾配はほとんど変化せず、断面形状が沖方向へ移動しているのみである。一方、防波堤の遮閉域外は現在海岸堤防と離岸堤が築造されており、これら構造物の影響によって自然状態の海浜形状を明らかにすることはできないため、構造物の影響のない当時の結果を用いてある。これによれば、図-3.4.34(b)に見られる沿

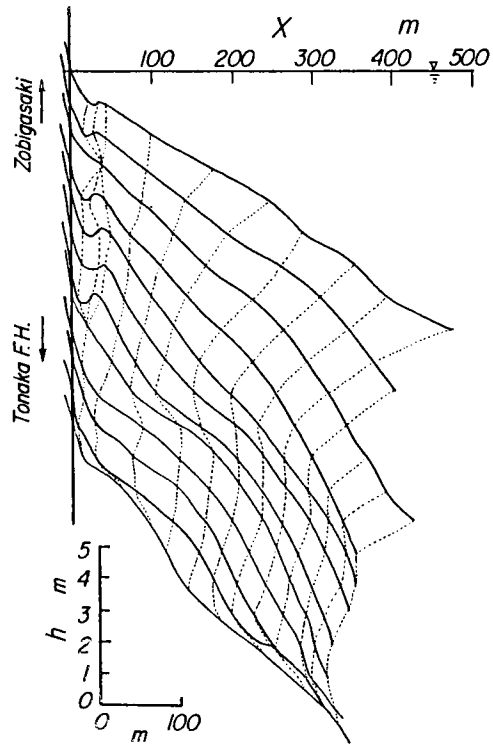


図-3.4.32 山口県室積海岸の海浜断面形状

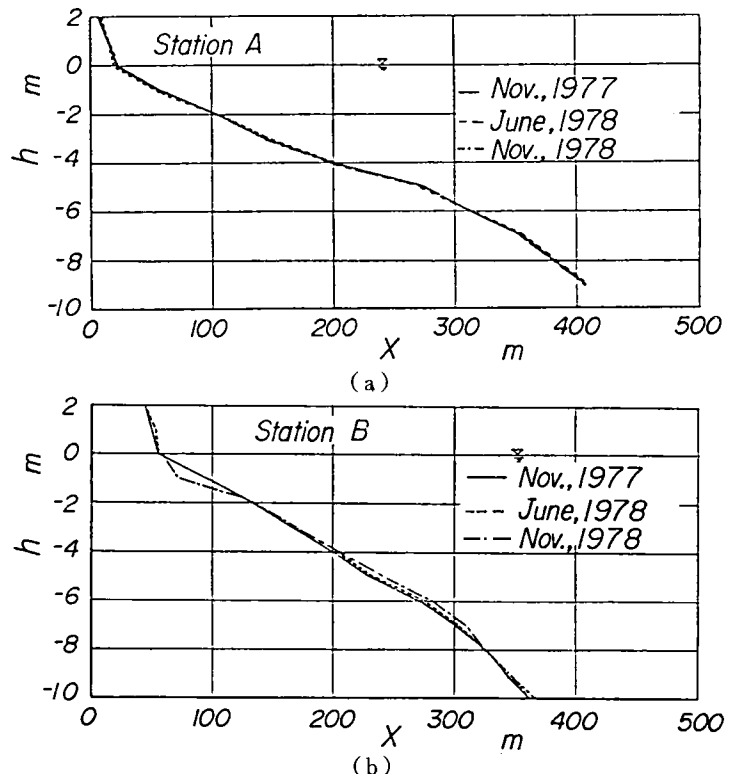


図-3.4.33 室積海岸の海浜断面形状の変化

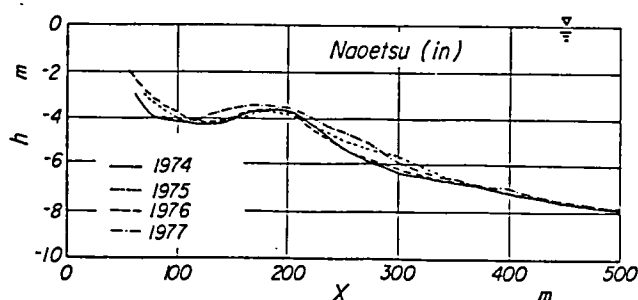
岸砂州の位置は経年的に離岸距離を変化させていることから、一般に汀線の前進・後退は沿岸砂州の前進・後退を含めた海浜の変形であって、海浜断面形状が岸沖方向に変化することを示しているといえよう。このように海浜勾配がほとんど変化せず海浜変形が生じる海岸として、久保ら<sup>64)</sup>は図-3.4.35に示す千葉県九十九里海岸南端の大東漁港海岸をあげている。この海岸における通常の波浪時における移動限界水深は約3mであって、それより水深の大きいところでは断面形状の変化もほとんどなく、海底勾配は約1/150であるが、漂砂の移動限界水深付近から汀線までは約1/70の勾配である。なお、九十九里海岸はその汀線の変化から、堆積性の開漂砂海岸と分類したが、局所的に擬閉漂砂海岸の性格をもつところもあり、平面的に沿岸砂州の移動が顕著でなく、比較的海浜勾配の緩いところでは、消波型海浜の形状を示す

といえよう。しかし、沿岸砂州の平面的な移動、とくに沿岸方向へ激しく移動する海岸では、来襲波浪の特性とそれによる流れの形成によって、海浜形状の変化も著しく中間型海浜となるであろう。

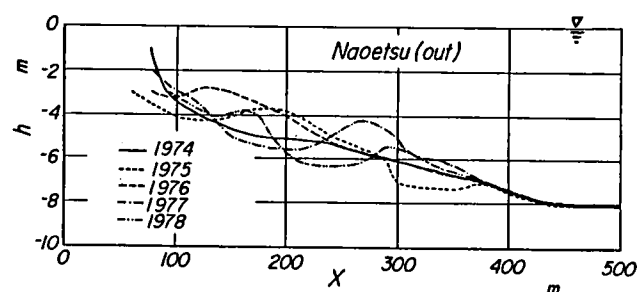
### (3) 開漂砂海岸の場合

開漂砂海岸は大きく侵食性および堆積性の海岸に分けられるが、前者の場合、海浜勾配によって急勾配侵食性海岸と緩勾配侵食性海岸に細分類できるであろう。この分類は海岸の底質特性、とくに粒径の大きさと関連していることは周知のことである。

まず、急勾配侵食性海岸の例として、富山県下新川海岸をあげることができる。この海岸は4.4で詳述するが、地形特性に伴う侵食のみならず海岸・港湾構造物の築造が少なからず海岸侵食を助長してきたもので、現在では海岸線全域に海岸堤防や離岸堤が築造され、海岸の保全が図られている。図-3.4.36は、下新川海岸のうち比較的等深線が汀線と平行な領域の海浜断面形状である。海浜勾配は汀線から



(a) 防波堤による遮閉域内



(b) 防波堤による遮閉域外

図-3.4.34 直江津港東海岸における海浜断面形状の変化

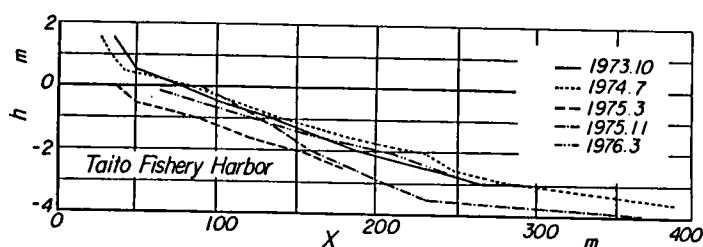


図-3.4.35 大東漁港海岸における海浜断面形状の変化<sup>64)</sup>

水深約4 mまでの範囲で $1/5 \sim 1/10$ と非常に急であるが、それ以深では約 $1/100$ と緩くなっている。また、汀線から陸上部の海浜勾配は経年的に非常に急になっているが、これは海岸堤防によって後浜の後端に限界があることから、海浜の後退に伴ってしだいに急になることを示している。さらに、この海岸の底質は後述するように、粒径の大きな礫から構成されている。このように、下新川海岸は一般に水深約5 m以浅の海浜勾配が非常に急であり、高波浪時には汀線の直前で砕波するとともに、その急勾配海浜における反射波の発生が海岸侵食の一つの要因となっている。

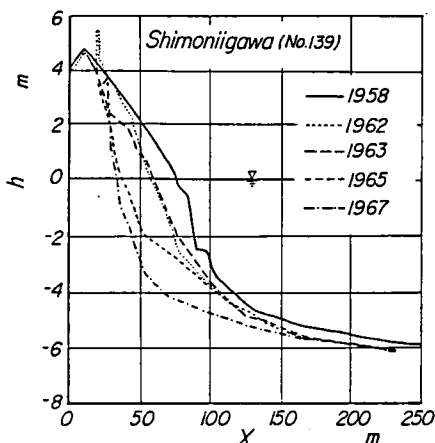


図- 3.4.36 下新川海岸における海浜断面形状の変化

このような急勾配侵食性海岸は、太平洋側の駿河湾沿岸の富士海岸<sup>65)</sup>や大井川海岸<sup>31)</sup>などにおいても見ら

れ、海浜勾配も水深15 m以浅で約 $1/5 \sim 1/10$ と非常に急であり、とくに富士川河口付近の田子の浦海岸では、富士川からの流送土砂の変化および港湾構造物の築造の影響によって侵食が進み、とくに田子の浦港の東海岸では、これまで最大約107 mも汀線が後退している。これらの海岸では高波浪時に汀線近くで砕波し、波のエネルギーを消散させることが少なく、反射型海浜であるといえよう。

一方、緩勾配侵食性海岸は、たとえば新潟海岸、石川県金沢海岸および酒田海岸など日本海側の大規模砂浜海岸に対応しており、また太平洋側では天竜川河口付近の遠州灘海岸などがあげられるが、いずれの海岸とも茂木<sup>63)</sup>によって沿岸砂州海岸と規定されたところであり、1列または2列の沿岸砂州が形成されている。新潟海岸は冬期季節風時の高波浪の来襲と信濃川からの流送土砂の変化および地盤沈下の影響によって、海岸侵食が進行したことは周知のとおりである。この海岸には図- 3.4.37 のように沿岸方向に通常2列の沿岸砂州が存在し、しかもそれは孤状砂州であって、その間隔は200 m $\sim$ 300 mで、カस्प地形もほぼそれと同じ間隔で見られることが明らかにされている<sup>66)</sup>。また、この沿岸砂州の間の切れ目から冲向きの流れが存在することが確認されている。また、この海岸における海浜断面形状は図- 3.4.38 のようであり、季節的にも経時的にも大きく変動している。海浜断面形状の変化は来襲波浪特性の変化に伴う沿岸漂砂によるものであって、沿岸砂州がしだいに西方へと移動すると述べられていることから、海浜断面形状の著しい変化は沿岸砂州の移動によるものといえる。

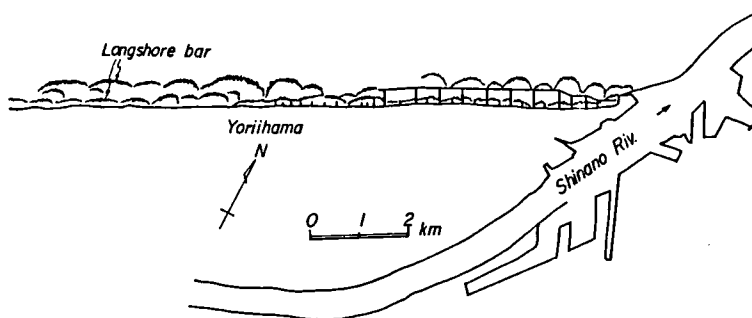


図- 3.4.37 新潟海岸における沿岸砂州の分布<sup>66)</sup>

また、山形県酒田海

岸も多段沿岸砂州海岸で、沿岸砂州はほぼ汀線に平行に並んでいる。来襲波浪は沖合の沿岸砂州によって碎波し、汀線付近における波浪のエネルギーは消散され、小さくなっているものと考えられる。

また、図-3.4.38 のよ

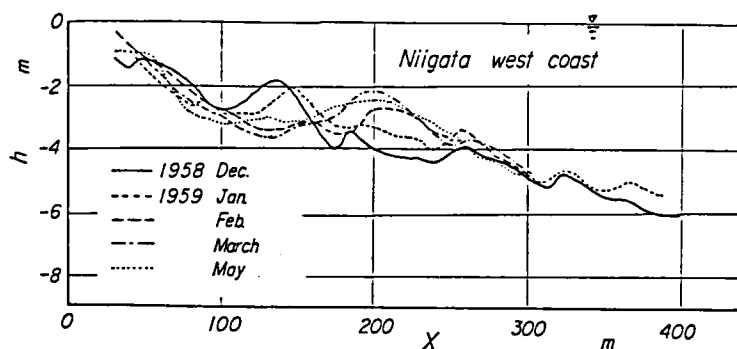


図-3.4.38 新潟海岸における海浜断面形状の変化<sup>66)</sup>

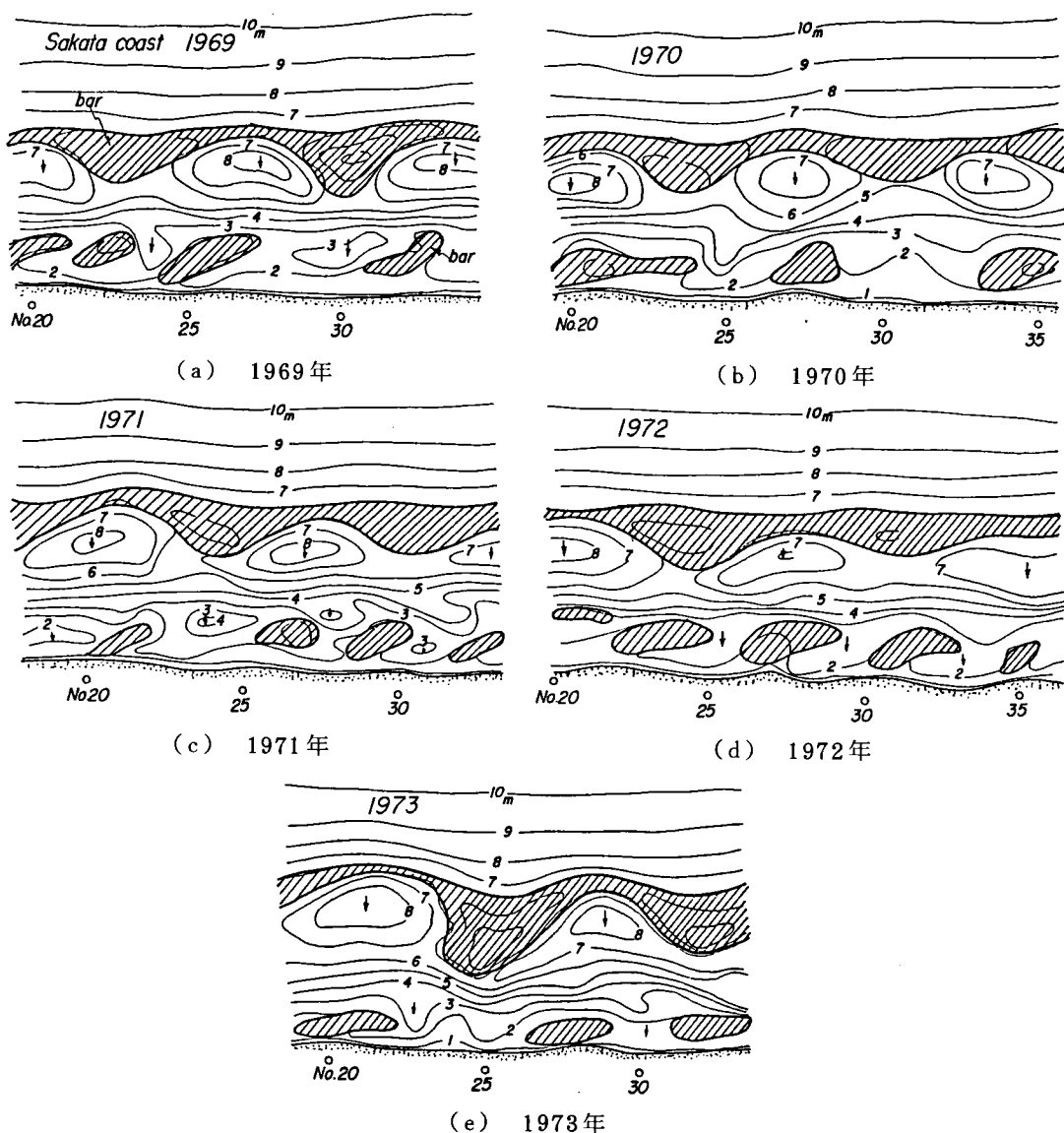


図-3.4.39 酒田海岸における沿岸砂州の分布

うに、2列の沿岸砂州の位置も経年的には大きく移動せず、ほぼ同じ位置に存在し、図- 3. 4. 40 の海浜断面形状の変化はあまり顕著でなく、海岸全域として侵食の傾向にあるものの、比較的安定した海岸といえよう。海浜勾配も緩く汀線から水深4 mまでは1/50 であるが、沿岸砂州のある位置より沖合では約1/350 と非常に緩くなっている。これら日本海側にみられる沿岸砂州をもつ海岸で

は、潮位の変化が最大数10 cm 以下であるために、潮位の変化に伴う海浜形状変化への影響は大きいものと思われる。

一方、潮位変化が1 m 以上にも及ぶ太平洋側の大規模な緩勾配侵食性海岸の例として、天竜川河口に広がる遠州灘海岸をあげることができる。この海岸は天竜川の流送土砂によって涵養されており、河川上流域に築造されたダム群によって流送土砂が減少したことが、海岸侵食の原因の1つとされている<sup>21), 22)</sup>。

この海岸にも沿岸砂州が発達しており、来襲波浪の特性に応じて海浜形状が変化している。また、潮位差が1 m 以上になるため、高潮位時および低潮位時における来襲波浪の海浜変形に与える影響が変わるものと考えられる。図- 3. 4. 41 は海浜断面形状の経年変化を示したもので、沿岸砂州の沖方向への変動と汀線の前進・後退がほぼ一致している。この図は年1回測定された断面形状を示しているが、短期的にも海浜断面形状が変動するものと思われる。汀線より陸上部の海浜勾配は約1/15 であるが、汀線から水深5 m 程度までは1/35～1/40 および沿岸砂州より沖合では1/250 以下と緩勾配になっている。

以上のように、緩勾配侵食性海岸では、沿岸砂州の変化、すなわち沿岸方向への移動および沖方向への移動が海浜断面形状の変化に密接に関連していることがわかる。この沿岸砂州の変化のうち、沿岸砂州と汀線間のトラフの消滅、すなわち沿岸砂州の汀線への

接近は潮位と関係し、低潮位時にトラフが消滅しやすく、高潮位時にトラフ水深が大きくなると述べられており<sup>67)</sup>、図- 3. 4. 42 に示すように波高の変化と同様に海浜断面形状に与える潮位の影響が大きい

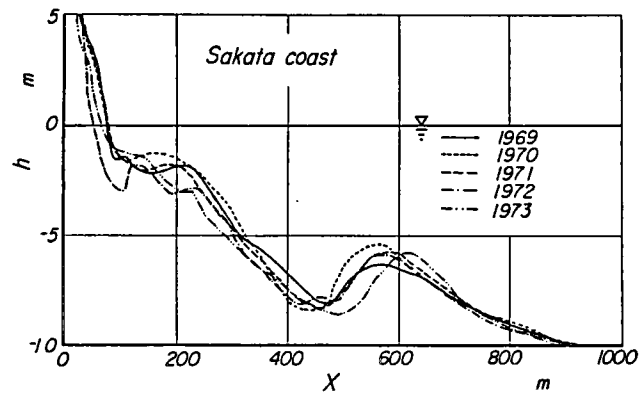


図- 3. 4. 40 酒田海岸における海浜断面形状の変化

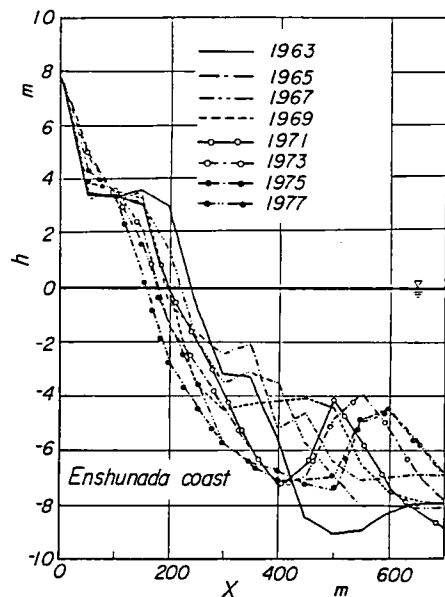


図- 3. 4. 41 遠州灘海岸における海浜断面形状の変化

ことを示している。新潟および遠州灘海岸は、汀線近傍を含んだ浅海部の海浜形状の変化が激しく、Short<sup>68)</sup>の定義では中間型海浜といえよう。さらに、金沢海岸のように沿岸砂州の大きな移動がなく、高波浪時に沖合の沿岸砂州で碎波し、また、岸よりの沿岸砂州のところでも再び碎波するような緩勾配で、海浜断面形状があまり変化しない海岸は消波型海浜の範ちゅうに属するといえよう。

以上のように、前述の海岸地形の分類ごとに海浜断面形状の変化を見てきたが、海浜形状の変化には来襲波浪特性の変化のみならず、潮位変化も大きく影響し、また、Shortの方法で海浜形状を分類するならば、閉漂砂海岸では底質粒径が小さ

いにもかかわらず、来襲波浪が小さいために、比較的急勾配の反射型海浜の海浜断面形状を示す場合と、和歌山および福井県海岸のポケットビーチのように、底質粒径が大きく、海浜勾配も急になる性格をもった両者が存在すると考えられる。擬閉漂砂海岸では、来襲波浪の遮閉されたところで海浜勾配が急となり、遮閉域外では開漂砂海岸の緩勾配侵食性海岸と同様に、海浜形状の変化が激しい中間型海浜あるいは消波型海浜に対応する海浜を形成するといえる。さらに、開漂砂海岸はその海浜断面形状によって急勾配侵食性海岸と緩勾配侵食性海岸に分けられるであろうし、前者は反射型海浜、後者は中間型海浜あるいは消波型海浜に対応するものと考えられる。

### 3.5 砂浜海岸の底質特性

砂浜海岸を構成する底質は、その海岸の背後地の侵食によって生産された土砂や河川からの供給土砂および隣接海岸から漂砂として運搬され、堆積したものに大別される。また、砂浜海岸の形成とも関係するが、大規模な砂浜海岸には砂丘が発達しており、この砂丘の研究から現在の砂浜海岸の底質と砂丘形成時代における底質とに相違があり、鉋物分析などから砂浜海岸の起源なども明らかにされることがある<sup>69)</sup>。また、底質の鉋物および岩種別分析から砂浜海岸の起源、すなわち底質の供給源を明らかにする試み<sup>70)</sup>も行われているが、底質の粒度分析による特性<sup>71)</sup>のみならず、その形状<sup>72), 73)</sup>からも漂砂の供給源ひいては漂砂の卓越移動方向を明らかにする1つの指標として利用されている。さらに、底質特性、とくに底質粒径は海岸に作用する波浪などの外力と海浜の勾配と関連があり、例えば、BascomとWiegel<sup>57)</sup>はアメリカ各地の砂浜海岸の調査から、波浪から遮閉された海浜、遮閉されていない海浜に分けて、底質粒径の大きい海浜ほど海浜の前浜勾配が急なことを示している。さらに、Bascom<sup>74)</sup>は海浜断面に沿う底質粒径の分布を示し、平均潮位時の汀線砂礫の粒径を基準として、一般に底質粒径の分布には2つのピークが現れ、より大きなピークは最終碎波点に、また、もう一つのピークは前浜の中央付近に存在することを明らかにしている。これは波による底質の篩分け作用によるもので、碎波のように波の作用

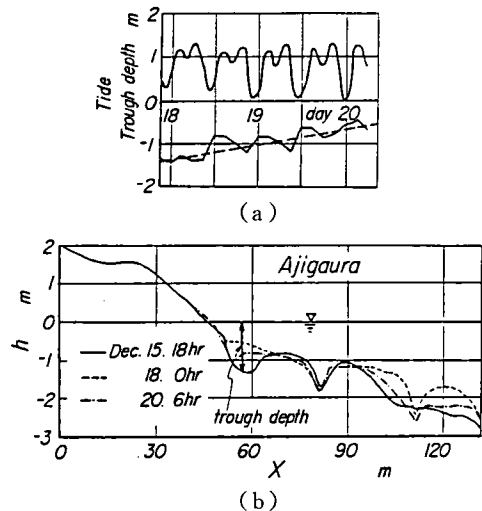


図-3.4.42 沿岸砂州のトラフの消滅と潮位の変化<sup>67)</sup>

が大きいところほど底質粒径が大きくなることを示している。

このように、砂浜海浜の底質特性は沿岸方向にも、また汀線と直角方向にも変化するものであって、ここではこれまでに分類した海岸ごとに、それらの底質特性を考察する。

### 3.5.1 閉漂砂海岸における底質特性

ポケットビーチで代表される安定な海浜は、その海域を越えて漂砂の流入、流出のない閉漂砂海岸と定義されることから、汀線砂礫をはじめとする海浜の底質が、背後の崖などの崩壊土砂によって構成されていると考えられる。とくに、ヘッドランドによって漂砂移動が阻止されるような静的に安定な海浜では、その海浜内でのみ底質が移動・堆積するために、来襲波浪の強弱と波向に対応した底質の篩分けが生じ、沿岸方向に分布特性をもつものと考えられる。とくに、底質粒径の沿岸方向分布は沿岸漂砂の移動方向を表し、漂砂の上手側に比べて下手側での粒径の漸減傾向<sup>69)</sup>が見られる。この底質粒径のみならず、その形状についても漂砂の下手側ほど丸味が増し、円形度が大きくなると報告<sup>72), 73)</sup>されている。

ここでは閉漂砂海岸である安定な海浜の底質特性について、現地調査した結果について述べるが、調査海岸は図- 3.5.1 に示すように、日本海側の福井県越前海岸と太平洋側の和歌山県南部海岸などである。

底質特性の調査方法は両海岸ともほぼ同じ方法で以下のように行ったが、調査時期は8月中旬から9月中旬である。まず、底質の採取は汀線に沿って一定の間隔で測点を設け、その測点で表層の砂礫を1kg～2kg採取するとともに、その測点の後浜部に存在する最大粒径と見られる礫の岩種をそろえて採取し、礫の形状すなわち長径a、中径bおよび短径cをも計測して、さらに、後述するように和歌山県志原海岸では、波の遡上

による礫の移動方向から来襲波浪の波向を算定するために、礫の配列構成を知るための写真撮影を行った。

#### (1) 越前海岸

越前海岸は一般に岩石海岸であって、岩礁にはさまれた小規模なポケットビーチが随所に見られ、その底質は火山性噴出岩から構成された海崖の崩壊土石から成っている。底質調査を実施した道口および大味海岸は越前海岸の中央部に位置し、来襲波浪の主たるものは冬期季節風時のNW～W方向から来襲することになる。まず、道口海岸では、その付近に多く見られる石英粗面岩および安山岩質から

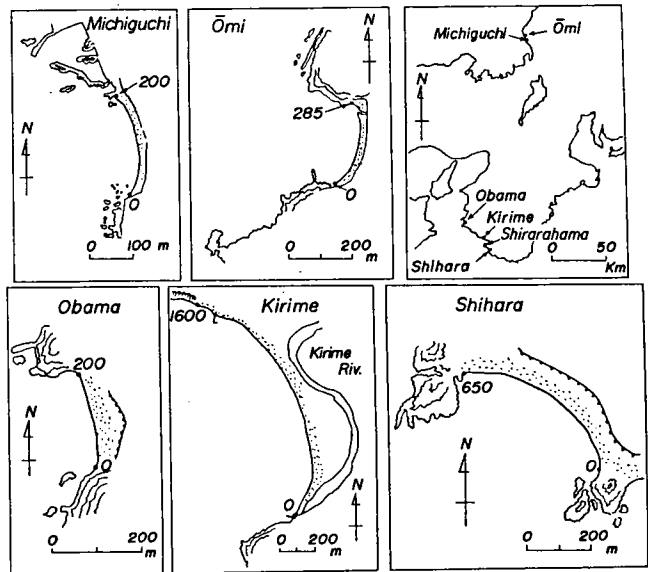


図- 3.5.1 底質調査を実施した福井県越前海岸および和歌山県海岸の位置



成る礫について、その沿岸方向分布を明らかにする。図-3.5.2は岩種ごとの最大礫の長さ  $a$  について、その沿岸方向分布を示したものであって、図中の白丸は石英粗面岩礫を黒丸は安山岩質礫のものである。この分布は約60m付近から海浜の両端、すなわちヘッドランドの方向へその粒径値が漸減する傾向を示している。一方、礫の形状を表す  $b/a$  および  $(b-c)/b$  について示したものが図-3.5.3および図-3.5.4である。まず、 $b/a$  は細長率を表すものであって、その値が小さいほど細長い形状を示すことになる。この  $b/a$  の沿岸方向分布も海浜の中央部付近に比べて、両端に向うほどその値が大きくなる傾向を示している。さらに、礫の扁平率  $(b-c)/b$  は中山<sup>72)</sup>によって提案されたもので、また、Lane & Carlson<sup>73)</sup>は球形礫に比べて扁平礫が移動しにくいことを河川礫の調査から明らかにしているが、この道口海岸に

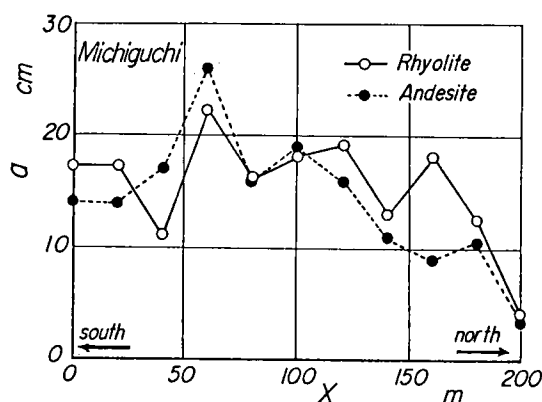


図-3.5.2 最大礫の沿岸方向分布

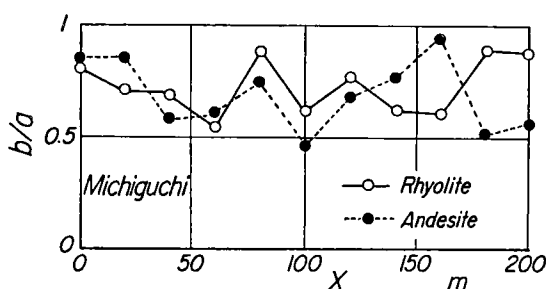


図-3.5.3 最大礫の細長率の沿岸方向分布

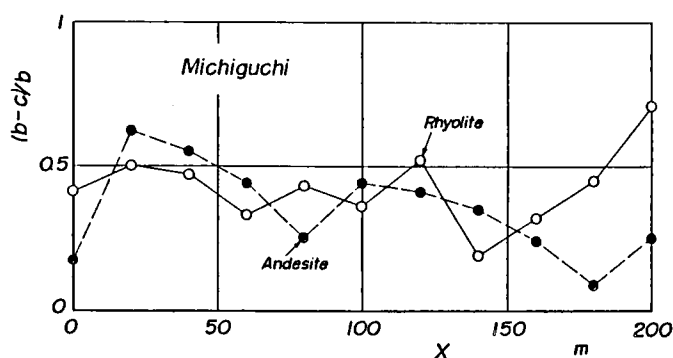


図-3.5.4 最大礫の扁平率の沿岸方向分布

における最大礫の扁平率を示す図-

3.5.4によれば、安山岩質の礫は海浜の100m~200mへと向うほど、その値が小さく、細長く扁平な礫であることを表している。このように、最大礫の粒径、細長率および扁平率の沿岸方向の分布特性から、汀線付近の礫の移動はほぼ海浜の中央部から両端のヘッドランドの方向であるといえよう。し

かし、石英粗面岩礫と安山岩質礫では硬度が異なり、石英粗面岩の方が硬いために高波浪の来襲時の礫の磨耗や破壊に差が出てくるものといえよう。

さらに、同じ越前海岸のうち汀線の延長が約300mの大味海岸における汀線砂礫の調査結果を次に示す。大味海岸も図-3.5.1に示すように、海浜の両端を岩礁から成るヘッドランドによって囲まれ、海浜はほぼW方向に面している。このため来襲波浪も冬期季節風時のNW~W方向のものが卓越するものと考えられる。図-3.5.5は汀線砂礫特性の沿岸方向分布を示したものであって、海浜の南端より50

mおよび210mの位置において中央粒径  $d_{50}$  はピークをもつが、そのピークから海浜の両端と中央部に向って粒径が漸減しており、その方向への沿岸漂砂の移動をうかがわせる。また、汀線付近の最大礫の a, bおよび cの沿岸方向分布を図- 3.5.6 に示している。長径 aと中径 bはそれぞれ海浜の両端付近で最大の径長を示し、海浜の中央部に向って径長が減少する傾向です。

この最大礫の沿岸方向分布においても、中央粒径の分布と同様に海浜の中央部へ漂砂が移動していることをうかがわせる。また、ここでとり上げた最大礫は道口海岸と相違して、この海岸で広くみられる変成岩であるが、その細長率と扁平率の沿岸方向分布を図- 3.5.7 に示している。この図においても、前述のように海浜の中央部付近に分布する礫の方が、海浜の両端部におけるそれよりも形状が丸味をおびていることを表しており、両端のヘッドランドの方向から海浜中央部付近へ底質が移動していることを示しているといえる。しかし、日本海側の海岸では一般に高波浪の来襲が冬期季節風時にかぎられ、大粒径の底質はその高波浪によって移動するものの、細粒径の底質は冬期季節風時以外の波浪によっても移動するものと考えられる。このことから道口および大味海岸において底質粒径のピークを示す位置が、海浜の中央部より南側であることは、底質の採取時期が8月中旬であり、夏期の波浪によって底質が北向きに移動していることをうかがわせるが、冬期にはこれと逆の方向へ移動するものと考えられる。

## (2) 和歌山県海岸

和歌山県海岸には 3.2.1 において述べたように、地形的な要因から岩石海岸の間に小規模なポケットビーチが各地に存在する。ここでは、太平洋側に面するポケットビーチの例として、図- 3.4.19 に示

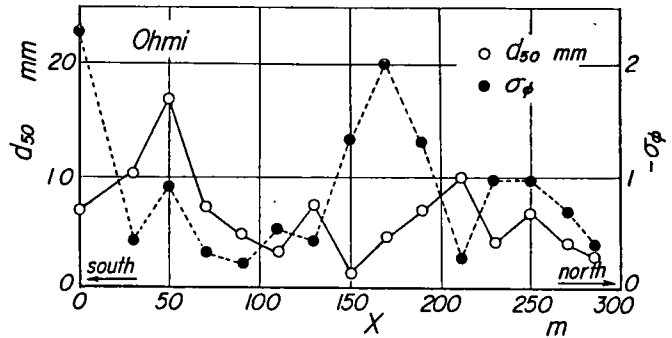


図- 3.5.5 汀線砂礫特性の沿岸方向分布

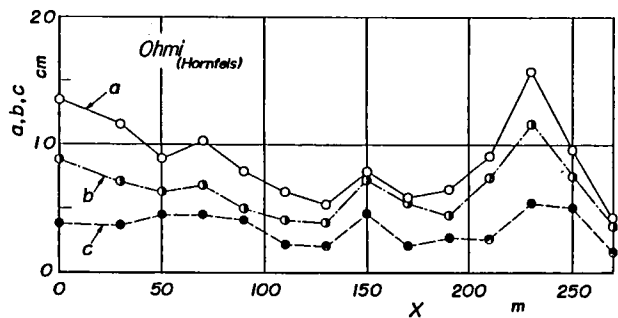


図- 3.5.6 最大礫の沿岸方向分布

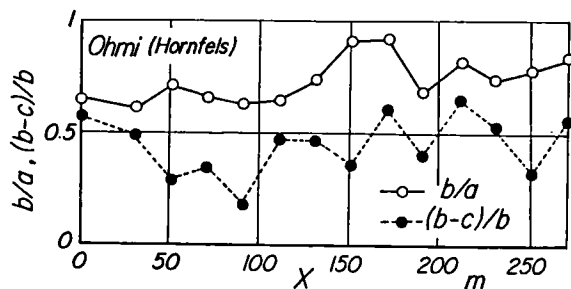


図- 3.5.7 最大礫の細長率および扁平率の沿岸方向分布

す3ヶ所の海岸の底質特性を述べる。これら底質調査を行った海岸は、地質構造的には日本の外帯に属し、砂岩あるいは頁岩などが広く分布している。図-3.5.1に示す小浜、切目川河口および志原海岸では、海岸の両端に存在するヘッドランドは砂岩および頁岩の互層から構成されている。ただし、切目川河口海岸に分布する底質は、切目川上流域からの流送土砂の堆積による古生層礫なども見られる。このため3ヶ所の海岸のヘッドランドおよび海岸背後の崖に共通して見られる砂岩と頁岩から成る汀線砂礫について検討する。

小浜海岸は湾口がほぼW方向に面した海岸で、汀線の延長が約200mの小規模な砂浜海岸であり、その両端には写真-3.5.1に示す砂岩および頁岩からなるヘッドランドが存在している。海岸の背後は現在海岸堤防が築造されているが、かつては数mの高さの海崖であって、ここからの供給土砂によって底質が構成さ

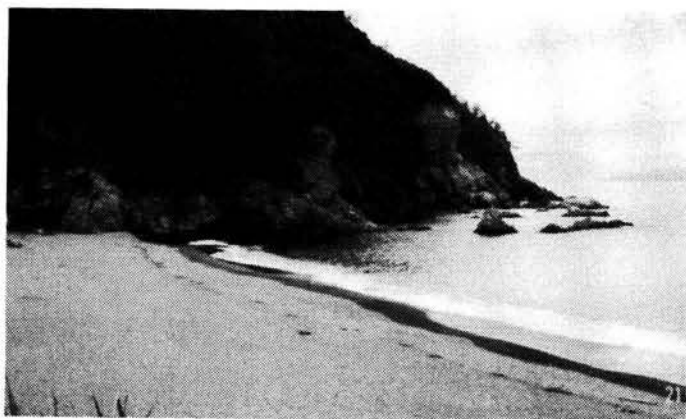


写真-3.5.1 小浜海岸のヘッドランドの状況

れたものと考えられる。図-3.5.8は汀線砂礫特性の沿岸方向分布を示したもので、中央粒径  $d_{50}$  の分布は海浜中央部の100m付近から海浜の両端に向かって粒径を漸減させており、その方向へ漂砂があることをうかがわせる。一方、汀線付近の最大礫の長径  $a$  の分布については中央粒径  $d_{50}$  の分布とは若干異なり、図-3.5.9のように砂岩および頁岩礫ともに、海浜の北端に近い約180m付近から南側に向ってその値が減少

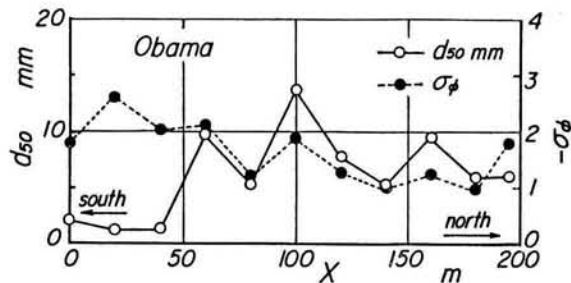


図-3.5.8 汀線砂礫特性の沿岸方向分布特性

している。これは一般に海浜の北から南へ向って漂砂が存在することをうかがわせるが、中央粒径の分布から推定される漂砂の移動方向とは逆である。このことは底質調査実施前の高波浪の来襲が、冬期季節風時のNW方向からの波浪に支配されているものの、中央粒径を示す細粒分を含んだ底質は通常の湾口に対して直角に入射する波浪によって、その移動が支配されているためと考えられよう。

次に、切目川河口海岸は図-3.5.1に示すように、切目川河口に発達した河口砂州で、ポケットビーチの底質特性を検討するためには、底質の漂砂源に若干問題があるが、この河口砂州はこれまでの地形図などから判断して、あまり季節的な形状の変化とくに河口砂州の欠壊などが見られないため、いわゆるポケットビーチと同様に考えてよいものとする。しかし、この海岸の北端に近い約1200m付近には、

防波堤が汀線と直角に設置されているため、1200m 以遠では若干底質特性に変化が見られる。図- 3.5.10 は汀線砂礫特性の沿岸方向分布を示したものであって、中央粒径 $d_{50}$ の分布は700m付近をピークとして海浜の両端に向って、その粒径がしだいに減少している。一方、最大礫の分布は図- 3.5.11 のように、砂岩および頁岩礫ともに1100m から1200m の海浜の北側でピークをもって、南側海浜へとその値が小さくなり、一般的に前述の小浜海岸と同様な季節的な底質移動に支

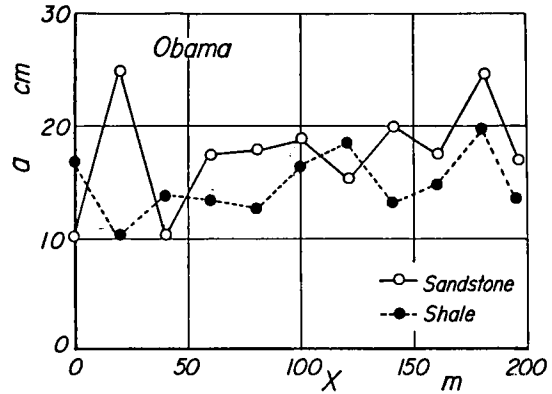


図- 3.5.9 最大礫の沿岸方向分布

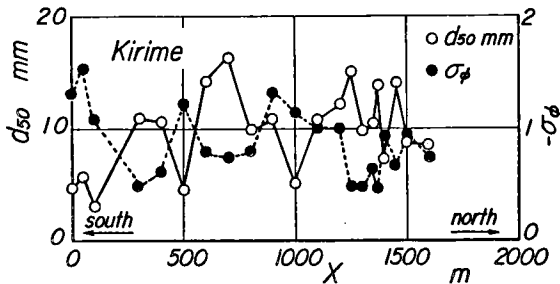


図- 3.5.10 汀線砂礫特性の沿岸方向分布

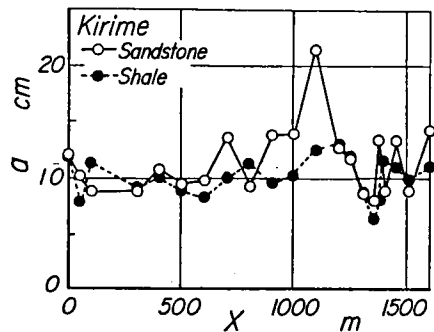


図- 3.5.11 最大礫の沿岸方向分布

配されていると考えられる。また、図- 3.5.12 には最大礫の細長率の沿岸方向分布を示しており、頁岩礫は海浜の中央部および北端に近い1300m 付近でその値にピークが見られ、海浜が2つの領域に区分できるようである。図- 3.5.13 は最大礫の扁平率を示すが、その分布は複雑である。

さらに、和歌山県南部の目置川河口北側に存在する志原海岸は写真- 3.5.2 のように、河口右岸の日

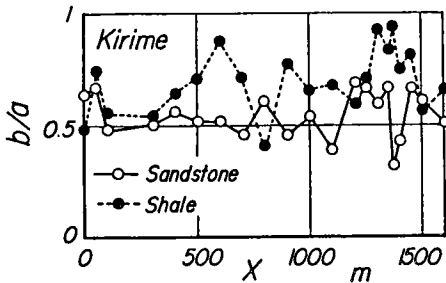


図- 3.5.12 最大礫の細長率の沿岸方向分布

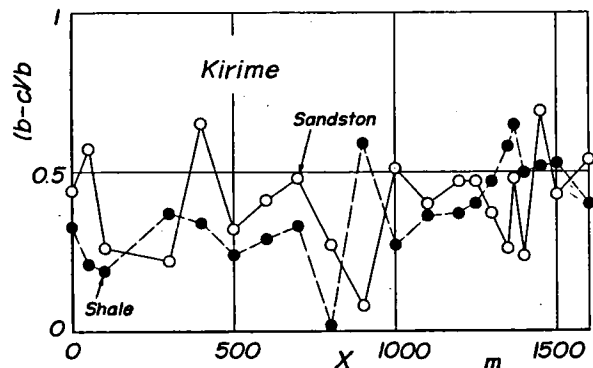
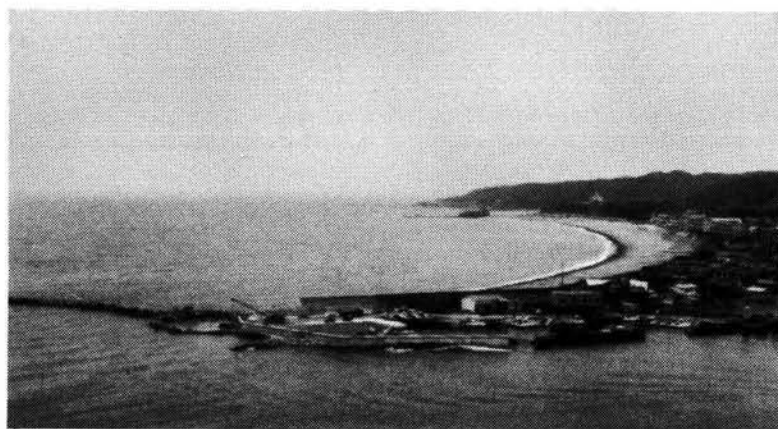


図- 3.5.13 最大礫の扁平率の沿岸方向分布



(a) 日置海岸



(b) 志原海岸北側のヘッドランド

写真- 3.5.2 日置海岸および志原海岸

置海岸と一帯のものと考えられるが、志原海岸と日置海岸の間に岩礁によるトンボロ地形が形成されており、このトンボロ地形より北側の海岸である。汀線の延長は約700mで、その湾口はほぼSW方向に面しており、前出の小浜および切目川河口海岸に比べて、夏期の台風に伴う高波浪の来襲頻度が高いものと考えられる。この海岸における汀線砂礫特性の沿岸方向分布を示したものが図-3.5.14である。なお、志原海岸については1977年9月と1978年3月の季節の相違する時期にそれぞれ底質調査を行い、来襲波浪の波向の変化による底質特性の分

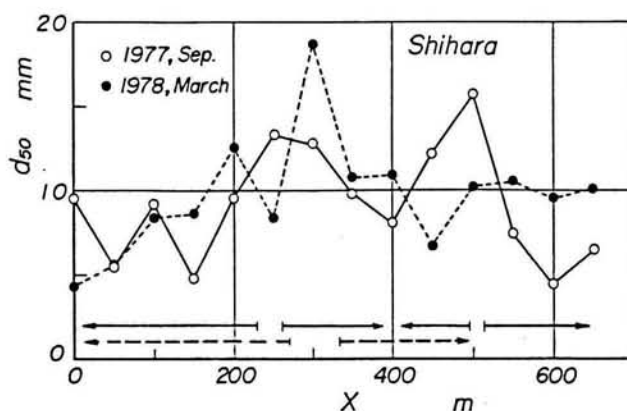


図- 3.5.14 汀線砂礫特性の沿岸方向分布

布を明らかにできるであろう。砂礫の中央粒径  $d_{50}$  の分布は1977年9月の調査時には、約300mおよび500m付近の2ヶ所にピークをもち、それぞれ両端へと粒径値が減少する傾向を示している。一方、1978年3月の結果は、約300m付近にのみピークが見られ、底質の沿岸方向分布に季節変化があることがわかる。底質特性は海浜に作用する波浪などの外力の結果であり、その履歴を表すものであるから、前者の場合は以前の台風時のS方向からの波浪と冬期季節風時のN方向からの両者の結果を示しているものといえよう。一方、後者は海浜の中央部にピークがあり、ほぼ海浜に直角に波浪が来襲したことを示しているといえよう。また、最

大礫についても季節的な変化を見出すために、砂岩および黒色頁岩礫について、その形状を測定した。図-3.5.15は最大礫の長径  $a$  の沿岸方向分布を示したもので、とくに砂岩礫の分布において顕著な相違が見られる。つまり、1977年9月の調査では約100m～200mの位置にピークが見られ、海浜の北側へとその値が減少している。一方、1978年3月で

は逆に約450m付近にピークが見られ、海浜の南へと値が減少し、季節的に3月から9月までの夏期を含む時期に、海浜に対してS方向からの波浪が来襲したのに対して、9月から3月までの時期にはN方向からの波浪が来襲したことが明らかである。とくに、粒径の大きな底質は高波浪の来襲時にのみ移動することから、最大礫の沿岸方向分布は季節的な波浪の変化を表しているといえよう。また、最大礫の細長率の沿岸方向分布を図-3.5.16に示

す。その分布は複雑であるものの、砂岩礫は前述の長径  $a$  の分布とよく対応しており、長径の分布でピークが見られる位置の礫ほど細長く、礫の移動方向に丸味を帯びた方塊となっている。この海岸の中央部350mの位置において、1977年9月に表層底質の写真撮影を行い、それら細粒から粗粒の3種類の礫の分布特性を検討することにし

た。この分布特性つまり礫の配列方向から来襲波浪の波向を推定しようとしたものであるが、波の遡上や戻り流れと海浜の傾きによって局所的に変化すると思われるが、一応ここでは波向を表すものとして取扱う。細粒から粗粒までの3ヶ所における礫の分布状況を図-3.5.17に示す。これらA、Bおよび

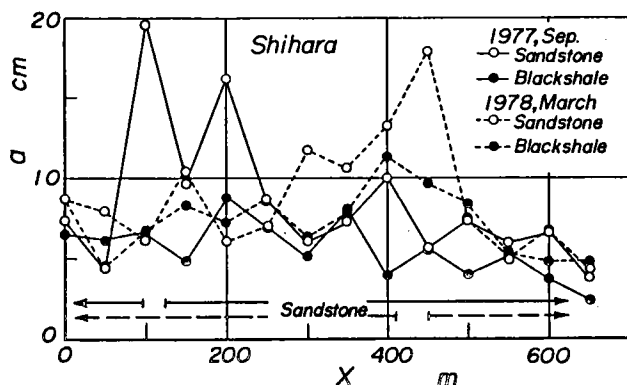


図-3.5.15 最大礫の長径の沿岸方向分布

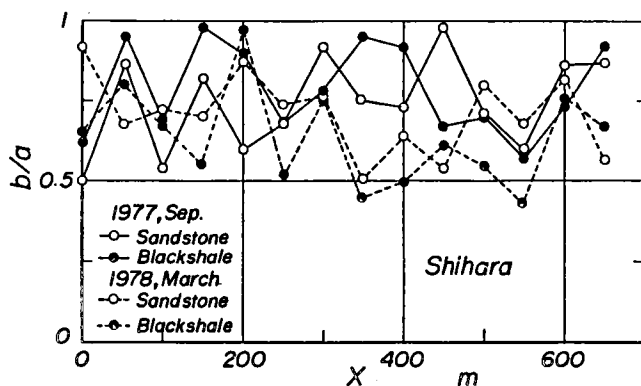
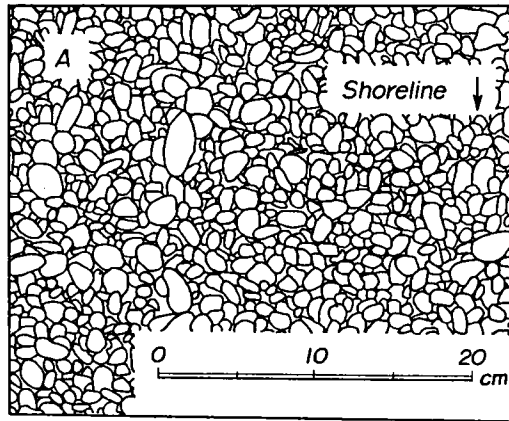
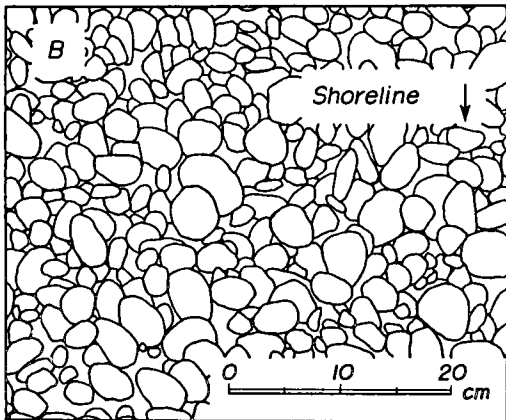


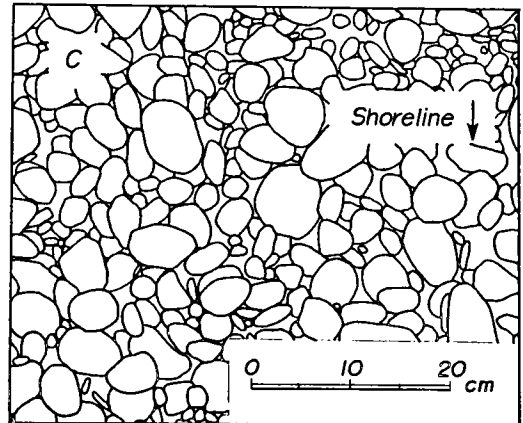
図-3.5.16 最大礫の細長率の沿岸方向分布



(a)



(b)



(c)

図- 3.5.17 表層底質の分布状況

Cについて、礫の長径が汀線と直角方向をなす角度の頻度分布および写真から読み取った粒径分布を図- 3.5.18 に示す。とくに、礫の長径の配列方向は河川における礫の配列の調査で、河川流の流下方向とはほぼ一致していることが知られている<sup>73)</sup>。このことから、前述のように海浜礫の長径の配列も大局的には来襲波浪の波向を表すものと考えてよいであろう。これによると汀線に対してN方向に長径の軸が向いている礫の頻度が高く、とくに細粒のAほどそれが高くなっている。底質調査時の1979年9月ではS方向からの波浪が卓越していたことを示している。

さらに、4.2において詳細する和歌山県白良浜および山口県室積海岸の汀線砂礫特性の沿岸方向分布を見ると次のようである。前者はこれまで述べてきた典型的なポケットビーチであって、来襲する波浪も冬期にはNW方向、夏期の台風時にはSSW～W方向となり、前述のようにそれに伴って汀線も変化する。図- 3.5.19 は満潮位面から干潮位面の間に分布する底質の中央粒径を示したもので、沿岸方向にその値は周期的に変化している。すなわち、干潮位面に近い位置の沿岸方向に0.4 mm以上の粒径を

示す分布領域が帯状に見られるとともに、浜の中央部では約70m～80m間隔で粒径の粗いところが見られる。さらに、図-3.5.20は満潮位時から干潮位時まで各1時間ごとの汀線位置の底質の特性を示したもので、中央粒径の沿岸方向分布から2つに分けることができる。すなわち、底質の採取時間8時から11時までの満潮位面から平均潮位面までと、それ以降の平均潮位面から干潮位面までの2つの範囲である。前者では、中央粒径は後者に比べて小さくなっているが、100m～150m付近の粒径をピークとして海浜の両端に向って粒径は漸減し、また、両者の値もほぼ同じになっている。このように分けられるのは、平均潮位面を境としてそれより陸側では波浪のそ上および干潮位時の飛砂領域であること、それ以

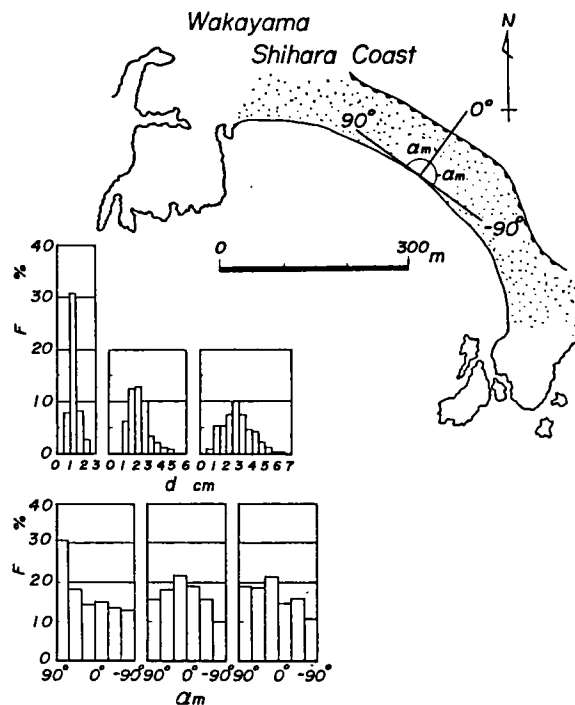


図-3.5.18 写真撮影による底質の粒度分布と長径の配列方向の頻度分布

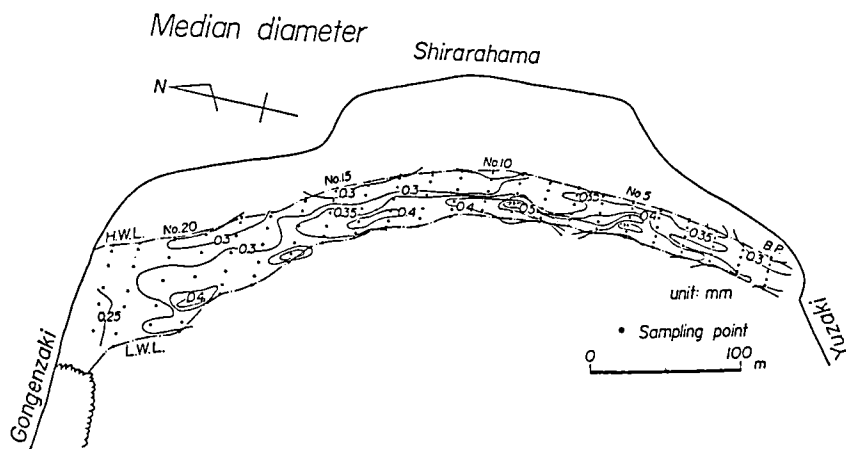
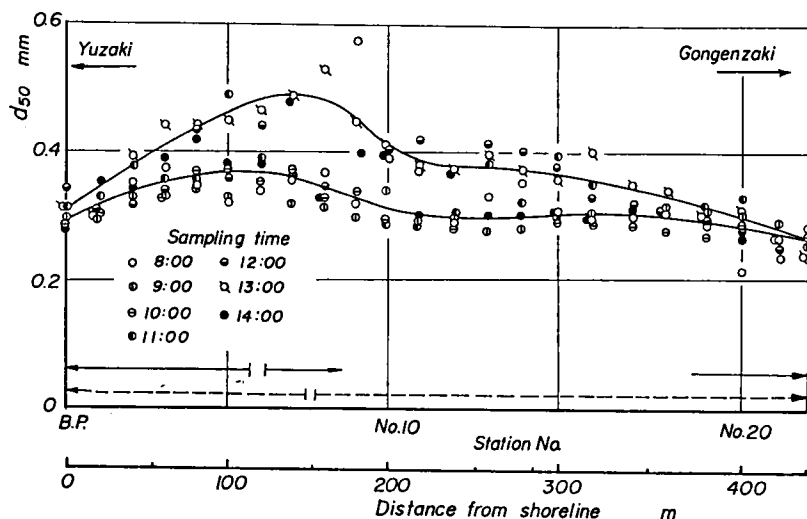


図-3.5.19 白良浜における底質粒径 $d_{50}$ の分布状況

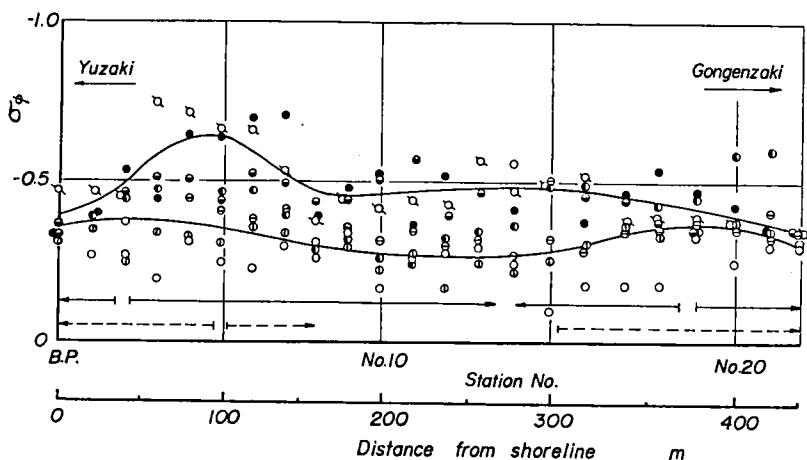
下では、通常の波浪来襲時の最終砕波点付近であることに原因するものと考えられる。これらのことから、白良浜の沿岸漂砂は底質採取を実施した春から夏にかけて、図中の矢印のように浜の100m～150mのところを中心として両端へと向うものと考えられる。

一方、山口県室積海岸はかつて海岸の約2km西側に流入する島田川からの流送土砂によって涵養されてきた海岸であるが、河口左岸の埋立に伴って漂砂源が消滅し、現在ではポケットビーチ状となってい





(a) 中央粒径の沿岸方向分布



(b) 標準偏差の沿岸方向分布

図- 3.5.20 白良浜における底質特性の沿岸方向分布

る。これまで島田川からの漂砂の供給によってバランスがとれ、安定であった海岸が、漂砂の供給が断たれたことによって再び漂砂の供給を必要とせずにバランスのとれた安定な海岸となる過程として、海浜の変形が生じているものであろう。

室積海岸に來襲する波浪も季節的に2方向であり、冬期にはW方向、夏期の台風時にはS方向からの來襲波浪エネルギーが大きい海岸である。図- 3.5.21 は底質の中央粒径および標準偏差の沿岸方向分布であって、中央粒径の分布においては、海岸の中央部付近で粒径が大きく、両端に向うほど小さくなっている。また、この粒径の大きな範囲では、底質の淘汰状態を示す標準偏差の値が一般に小さく、來襲波浪の集中による篩分け作用によって比較的均質な底質から構成されている。

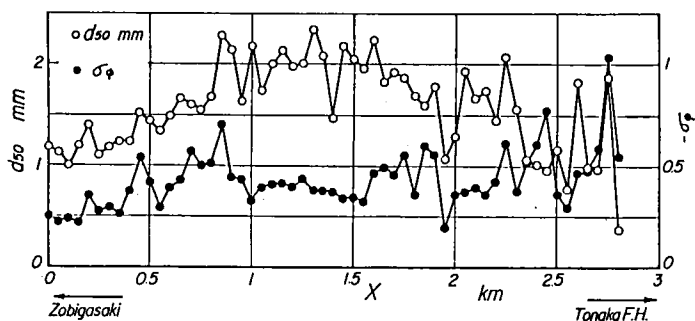


図- 3.5.21 室積海岸における底質特性の沿岸方向分布

以上、安定な海浜、とくにわが国に数多く見られるほぼ左右対称な形状をしたポケットビーチの底質特性について、現地調査を行いその結果を示したが、模式的にそれらの海岸の底質の卓越移動方向を図- 3.5.22 に示す。とくに、越前海岸のように底質を移動させるような高波浪の来襲方向が、季節的にもほぼ一定している海岸では、底質の細粒部分から粗粒部分まで一様な方向に変化している。一

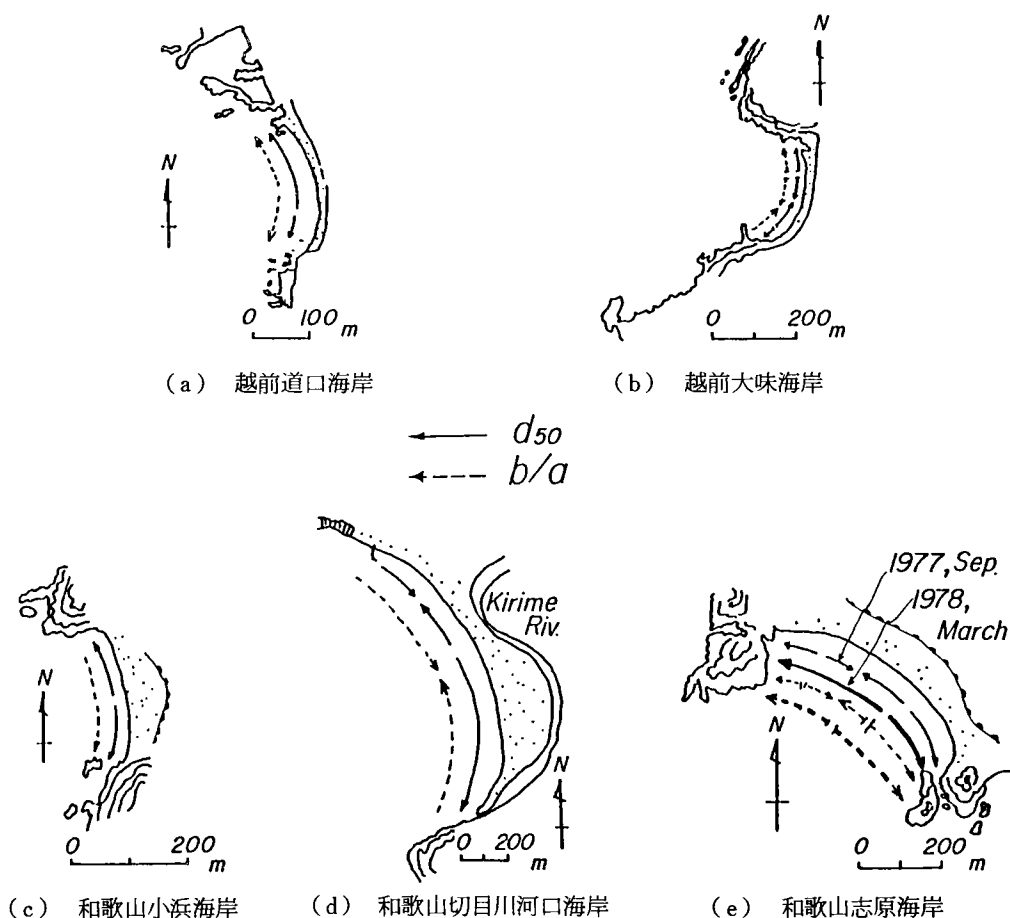


図- 3.5.22 底質特性に基づく漂砂の推定移動方向

方、和歌山県海岸のように冬春季節風時および夏期の台風時と季節的にも来襲波浪の波向、さらに波浪の程度も相違する海岸では、底質の粒径によって卓越移動方向が逆転する場合がある。つまり、高波浪の来襲時には、大粒径および小粒径の礫はいずれもその波向に対応した方向へ移動するが、来襲波浪の小さい通常の波浪の場合、大粒径の礫は移動せずにその位置に留まるのに対して、小粒径の礫のみ移動する底質の選択輸送の結果を表していると考えられる。しかし、海浜の両端に存在するヘッドランド付近では、底質の移動が小範囲で変化しており、ヘッドランドへ入射する波の変形に影響されていることをうかがわせる。

### 3.5.2 擬閉漂砂海岸における底質特性

擬閉漂砂海岸は前述のように、漂砂の動態から侵食および堆積領域の両者を含んだ海岸で、しかも海岸全体のバランスがとれているものである。その最終的な、しかも平衡な海岸の平面形状は、ほぼ左右対称な円弧で近似されるポケットビーチと若干相違して、その形状から logarithmic spiral あるいは half-heart shaped beach と呼称される海岸であるといえよう。例えば、アメリカ西海岸の Halfmoon bay や Drakes bay はその代表的なものである。このような砂浜海岸では一般に来襲波浪の波向に主方向があり、海浜の沿岸方向に波浪のエネルギー分布があるために、海浜地形のみならず底質特性も波浪エネルギーに対応した沿岸方向分布を示すものと考えられる。

図-3.5.23は砂浜海岸に沿う波浪エネルギー分布の例であり、Shortら<sup>37)</sup>によって調査されたオーストラリア南部の Coorong beach である。この海岸における来襲波浪の主方向はSW方向であって、Kingston SE付近はCape Jaffaの影響、すなわち遮閉領域となるため波浪エネルギーは小さいものの、遮閉領域以外の海浜に沿ってNW方向に行くにしたがって波浪エネルギーも大きくなり、沿岸砂州の発達した海浜となることを示している。図のように、入射波エネルギーと碎波エネルギーの間には場所的にも差が現われ、地形のみならず底質特性の沿岸方向分布をも規定すると考えてよいであろう。一方 Johnson<sup>42)</sup>はアメリカ西海岸の Drakes bay の調査から、図-3.5.24に示すよう

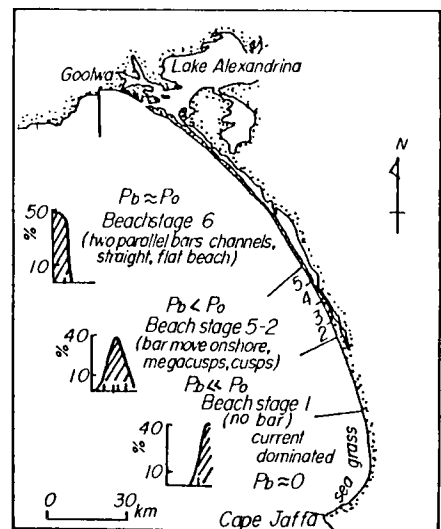


図- 3.5.23 オーストラリア南部 Coorong beach における波浪エネルギーの沿岸方向分布<sup>37)</sup>

に Reyes 岬による波浪の遮閉領域と直接波が入射する境界点に、底質粒径の極大点が見られ、その境界からそれぞれ海浜の両端に向って底質粒径が減少する傾向を明らかにしている。これは境界付近を中心として沿岸方向に相反する方向の沿岸流が形成され、その沿岸流によって底質は移動し、淘汰されることによるものといえよう。しかし、波向に対して下手側海浜では Reyes 岬による遮閉効果がなく、しだいに波浪エネルギーも大きくなることから、海浜勾配も急となり、いったん沿岸方向に減少した底質粒

径は再び粗粒のものとなるであろう。これと同様のことは、Bascom<sup>74)</sup>によってDrakes bayの約80km南にあるHalf-moon bayにおいても、ヘッドランドに遮閉されたところでは、海浜勾配も緩く底質粒径が小さいが、遮閉領域から遠ざかるほど海浜勾配も急となり、しかも底質粒径が大きくなることが示されている。

このように、擬閉漂砂海岸の安定で最終的な形状を示す砂浜海岸では、来襲波浪エネルギーの沿岸方向分布に応じて、海浜勾配のみならず底質特性も規定されることが明らかである。

一方、擬閉漂砂海岸として、前節で分類した平衡で安定な

形状に達するまでの砂浜海岸の底質特性を考察すると次のようである。まず、一つの漂砂系海岸に構造物が築造され、そのためにこれまで比較的安定な砂浜海岸が不安定となるとともに2つの漂砂系海岸に分割された例として、直江津・大潟海岸を取り上げる。この海岸のうち、直江津港西方の郷津から約20km東の柿崎町黒川までの汀線砂礫特性は、その中間に直江津港が築造されているために、現在では関川あるいはこの海岸の底質を古くから構成してきた郷津以西の姫川系統の底質が阻止されてきているものと考えられる<sup>75)</sup>。そこで、直江津港を境としてそれ以东および以西に分けて考察する。

図-3.5.25は郷津から柿崎に至る汀線砂礫特性の沿岸方向分布を示したものであるが、直江津港より東側の海岸では、直江津港西防波堤による来襲波浪の遮閉領域とそれより東側の境界付近で底質粒径が大きくなり、前述のDrakes bayのReyes岬による波の遮閉領域と同じく、西防波堤による遮閉領域では直江津港に向って粒径が漸減している。しかし、遮閉領域より東側では卓越波浪の波向に対応して底質も東へと移動し、粒径を減少させる傾向にあるが、郷津から約13~14km付近の粒径に1つのピークが現れ、その地点を中心として、底質粒径は東・西海岸に向って減少している。また、底質の標準偏差 $\sigma_\phi$ の沿岸方向分布も、約12km~13km付近で値が小さくなり、比較的均質な底質から構成されていることがわかるが、それより東・西両海岸に向って値が大きくなり不均質な底質であることを示し

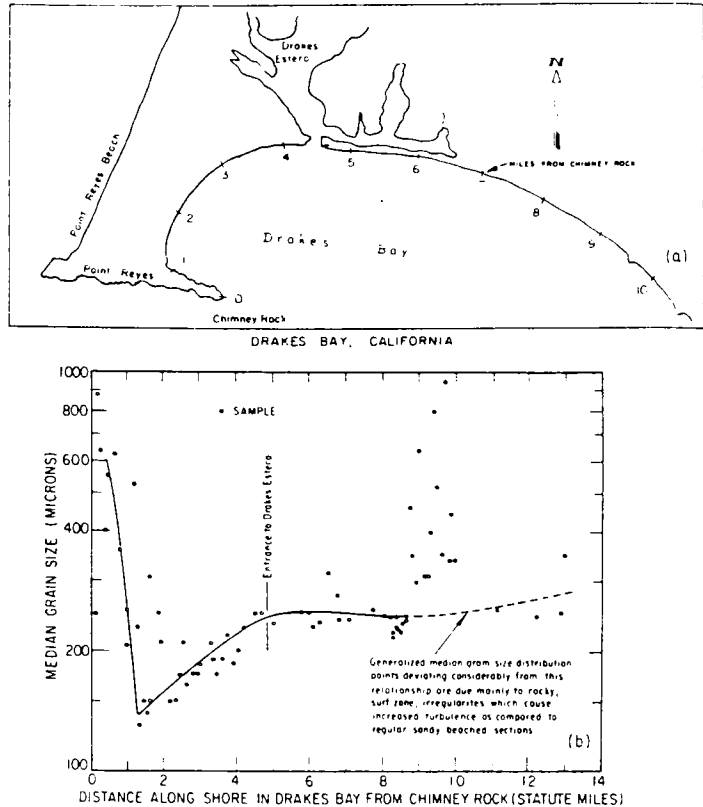


図-3.5.24 アメリカ西海岸Drake bayにおける底質特性の沿岸方向分布<sup>42)</sup>

ている。一方、直江津港から郷津までの約4kmの区域は、郷津に近づくに従って底質粒径が減少する傾向にある。これは後述するように、直江津港西防波堤による反射波が西向きの沿岸流を発生させ、底質は西側へ移動することになり、従って郷津付近では漂砂が堆積することに変化してきたことの影響である。

次に、砂浜海岸の中央部が侵食され、その侵食土砂が海岸両端付近に堆積する擬閉漂砂海岸として、鹿児島県志布志海岸がある。この海岸では、底質の鉱物分析調査が行われ、その結果<sup>76)</sup>によると比重2.9以上の重鉱物の分布は、図-3.5.26に示すように、汀線の前進・後退領域と良く対応しており、来襲波浪の大きな海岸中央部付近における底質は、重鉱物の含有率が高く、そこでは汀線の後退領域となっている。一方、底質の重鉱物含有率が低いところでは、汀線の前進領域であって、海岸中央部からの底質の移動は粒径のみならず底質の比重においても選択輸送される場合の好例といえよう。

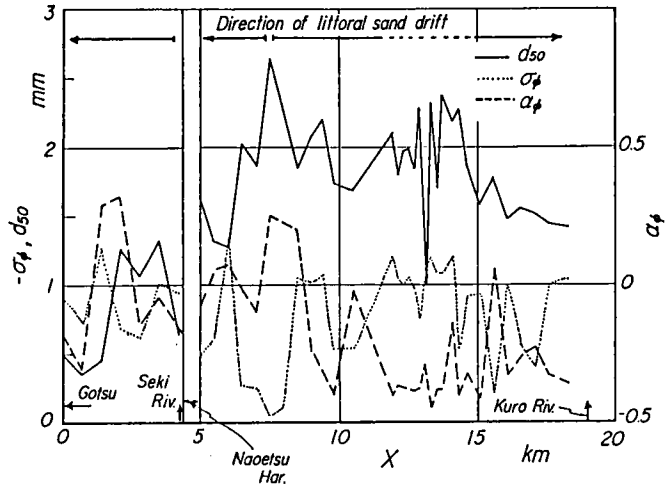


図- 3.5.25 直江津・大潟海岸における底質特性の沿岸方向分布

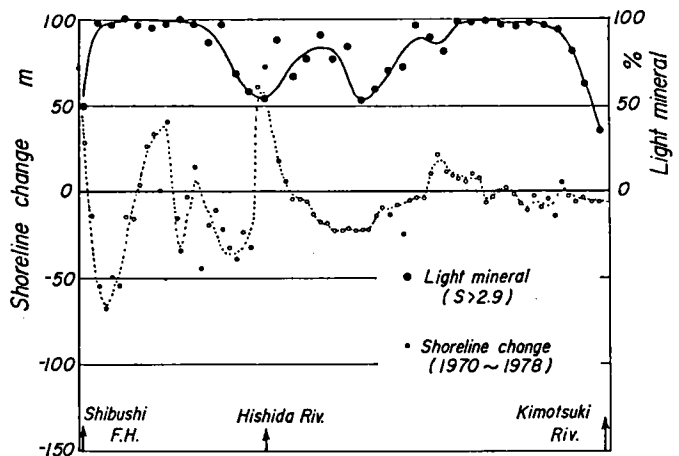


図- 3.5.26 鹿児島県志布志海岸における底質の比重と汀線変化の沿岸方向分布<sup>76)</sup>

### 3.5.3 開漂砂海岸における底質特性

開漂砂岸は漂砂の動態，すなわち海岸土砂収支の観点から，侵食性および堆積性の海岸に分けられ，さらにその海浜断面形状からも侵食性の海岸は，急勾配侵食性海岸と緩勾配侵食性海岸に細分類することのできることは，すでに詳細に述べた。ここでは，この分類に従って現地海岸を例として掲げ，考察する。

まず，急勾配侵食性海岸としては富山湾東端の下新川海岸，駿河湾沿岸の駿河海岸や蒲原海岸が好例

であろう。これらの海岸の底質は、一般に粒径が粗く、また来襲波浪のエネルギーも大きいことで知られている。下新川海岸を含む富山湾沿岸の漂砂の卓越移動方向と漂砂源を明らかにするために、これまで佐藤<sup>77)</sup>および岡本ら<sup>78)</sup>によって汀線砂礫の粒径や砂礫を構成する岩種が調査されている。

図-3.5.27 は下新川海岸の位置図であり、汀線砂礫特性の沿岸方向分布を図中の宮崎漁港を中心として東・西海岸に分けて示す。まず、宮崎漁港以東の底質の調査<sup>79)</sup>は、1969年3月および1970年10月とその後約10年経過後の1979年6月および1980年2月に行

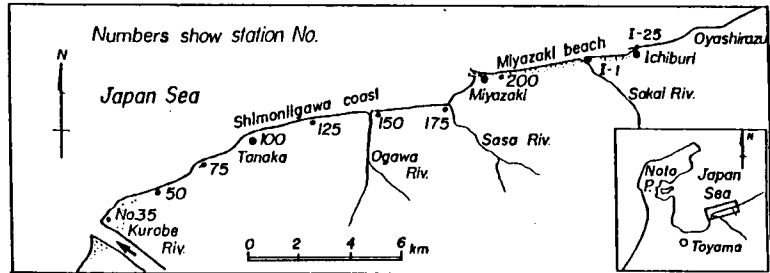


図-3.5.27 富山県下新川海岸の位置図

った。この10年間には宮崎漁港から約6km東に市振漁港が築造され、この防波堤による沿岸漂砂の阻止が下手側海岸にあたる宮崎漁港海岸にまで影響を及ぼし、これまで堆積性海岸といわれてきたこの海岸でも海岸侵食が進行してきている。海浜、とくに前浜および後浜における最大砂礫の沿岸方向分布の調査は、1969年3月以降4回にわたって行い、それらの結果を図-3.5.28に示す。1969年3月および1970年10月の場合には、調査範囲が宮崎漁港から境川河口までの約4kmに限られており、

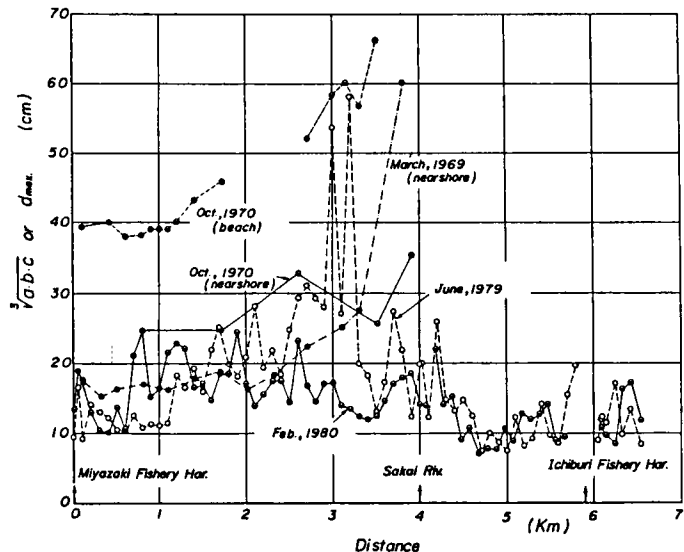


図-3.5.28 宮崎漁港東海岸における汀線砂礫特性の沿岸方向分布

当時、後浜は自然海浜の状態であった。さらに、この2回の調査では、約200m間隔で最大砂礫の大きさ(長径)を測定したが、一方、1979年6月および1980年2月には最大礫の長径a、中径bおよび短径cを測定している。

図-3.5.28 から、1969年および1970年の測定では、一般に境川河口から宮崎漁港へ近づくに従って、最大礫の粒径が減少する傾向を示し、この粒径分布からも、沿岸漂砂の卓越移動方向は東から西であることが確認される。一方、1979年および1980年の測定は約100m間隔で行ったが、1969年および1970年のその分布と大きな相違が認められる。つまり、1979年の結果では過去に見出された境

川河口から宮崎漁港への粒径のほぼ単調な減少傾向がなくなり、宮崎漁港から約3 km付近で逆に粒径が大きくなっており、それより宮崎漁港および市振漁港に向って粒径が減少する傾向を示している。この最大砂礫の沿岸方向分布特性が相違する原因として、境川河口の隣接海岸における消波工の設置に伴う人為的な影響が大きいことが挙げられよう。なお、1980年2月の調査結果のうち、宮崎漁港から境川河口までの範囲では、その粒径が著しく小さくなっているように見えるが、これは調査時に後浜付近より陸側に積雪があり、測定できなかったことによるものと思われる。

汀線砂礫の中央粒径  $d_{50}$  の沿岸方向分布では、一定の傾向を見出すことができなかったため、汀線および汀線から後浜へ3, 6, 9, 14, 19, 29, 39, および49 mのそれぞれの地点で採取した砂礫の汀線と平行方向の粒径分布を距離別に分けて検討することとした。すなわち、汀線と直角方向に(a)汀線から9 mまでの平均値、(b)9 mから29 mまでの平均値および(c)29 mから49 mまでの平均値の3つの領域に分けて解析したものである。図-3.5.

29はこの方法によって図示したもので、これによると、(a)領域における汀線付近の粒径が最も大きく、約2 mm～3 mmの範囲であるが、粒径が漸次小さくなる傾向も見出せる。このことは、来襲波浪の局所の変化、とくに波向の変化によって全般的な漂砂の卓越移動方向とは逆方向への漂砂移動に原因するものと考えられる。

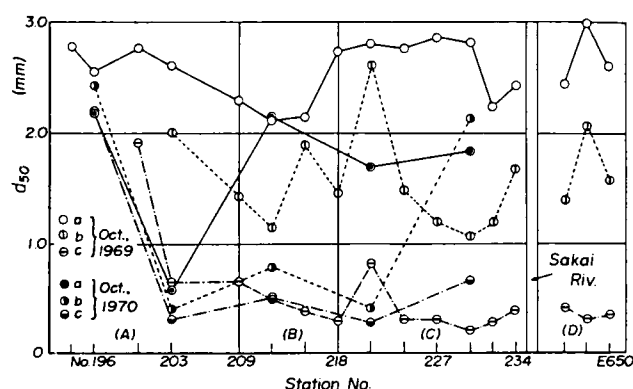


図-3.5.29 区間平均した中央粒径の沿岸方向分布

(b)領域では、底質の中央粒径の分布

が一定の傾向をもたず広い範囲にわたって分布しており、この領域の海浜勾配の場所的な複雑さ、あるいは来襲波浪特性の局所的な差異によるものであろう。(c)領域は汀線より29 mから49 m後浜のところであって、底質の中央粒径は(a)および(b)領域に比べて非常に小さく、一部を除いてほぼ0.4 mm程度で、汀線と平行方向においても、その粒径はほとんど変化していない。1970年10月の採取資料については底質の採取地点が1969年10月に比べて少なく、汀線と平行方向の粒径分布は一定の傾向を示していないが、汀線付近の底質の粒径は小さくなっている。とくに、測線No.203では粒径が非常に小さく測線No.196からNo.230へと一般に粒径が漸次小さくなる傾向を示している。

このように、汀線と平行方向の底質特性の分布から考察すると、この漁港東海岸においては次の4領域に区分できる。すなわち、測線No.194からNo.209までを(A)領域、測線No.209からNo.218までを(B)領域および測線No.218からNo.234を(C)領域とする3つで、さらに境川より東側の範囲を(D)領域とするものである。また、漂砂は来襲波浪や沿岸流によって移動し、それに伴って篩分け作用を受けることが知られている。ここでは、底質の淘汰を示す指標として篩分け係数  $S_0$  と標準偏差  $\sigma_\phi$  を用いた。それらの沿岸方向の分布を示したものが図-3.5.30である。1969年10月採取の資料では、測線No.212を除く他の測線で篩分け係数の値がほぼ1.0から1.5の範囲に含まれている。一般に、篩分

け係数の値が1.0の場合には底質が全く均一な粒径から構成され、また普通の海浜では、その値が1.25であれば粒径の構成はほぼ均一であるといわれていることから、宮崎漁港東海岸における底質はその値が非常に小さく、普通の海岸よりも底質の淘汰がよいことがわかる。それぞれの領域ごとにみると、一般に(a)領域の汀線での値が最も小さく、この海岸に来襲する波浪によって篩分け作用を常に受けていることを示している。それに比べて、後浜の(b)および(c)領域では、波浪による篩分け作用が(a)領域ほど顕著に行われないため、底質の淘汰の状態が一般に悪くなっている。宮崎漁港に近い測線No.196からNo.209の範囲の底質は、境川付近の底質に比べて $S_0$ の値も小さく、よく淘汰されていることを示している。これは、境川付近から宮崎漁港へと漂砂が移動する過程での篩分け作用、あるいはその範囲における来襲波浪の場所的な特性によるものと考えられる。

しかし、測線No.212においては、他の測線と異って、底質の淘汰状態が不良であることを示している。このように底質の淘汰状態においても、前述したように汀線と平行方向に(A)、(B)および(C)領域の3領域に分けられるようである。これは1970年10月の調査においても同様の傾向であるが、この付近の海浜勾配などの詳細な資料がないために、それがどのような作用によって生じたかは明らでない。1970年10月の調査では1969年10月のものに比べて、一般に底質の淘汰の状態が悪く、特に(C)領域の淘汰が悪くなっている。このように、1969年から1970年にかけての一年間における、底質特性の変化から、1970年1月に来襲した低気圧に伴う高波浪の来襲によって、底質の粒径分布や淘汰状態にかなりの変化を及ぼした結果といえよう。

一方、汀線と直角方向の砂礫分布特性を見ると、次のようである。図-3.5.31に宮崎漁港東西両海岸における底質の特性の代表的例を海底断面形状とともに示したものである。漁港東海岸の底質採取測線No.1からNo.6に至る範囲では、海底勾配が急であり、しかも底質の粒径が非常に大きく、中央粒径は5mmから60mm

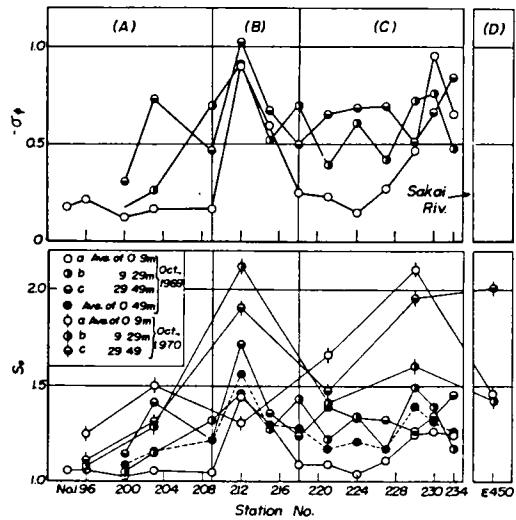


図-3.5.30 区間平均した篩分け係数および標準偏差の沿岸方向分布

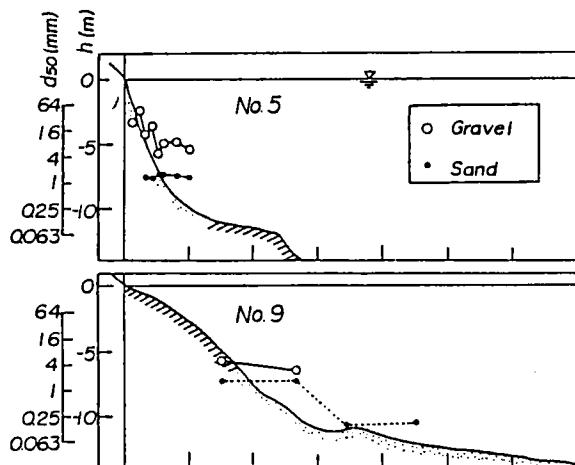


図-3.5.31 宮崎漁港東西両海岸における底質特性と海浜断面形状



程度にも及んでいる。Bascom<sup>74)</sup>による海浜勾配と底質粒径の関係では、一般に粒径が大きいほど海浜勾配は急になる傾向がある。宮崎漁港東海岸は海浜勾配がきわめて急であり、かつ底質粒径が大きいことから同様の傾向を示し、このような海岸では、汀線から沖方向に水深が急に深くなり、来襲波浪のエネルギーがほとんど失われず海岸に到達するので、沿岸漂砂もきわめて激しいことが推察される。

漁港西側では、汀線から水深5 m～6 m付近までの間の海底に岩盤が露出しており、その範囲にはほとんど砂礫が存在しておらず採取できなかった。しかし、水深7 mより深い海底の底質は砂であって、そのほとんどが中央粒径0.2 mm以下のかかなり均質な砂であった。図-3.5.32は、採取資料を砂群および礫群のみから構成されているものとその両群が混在するものとに区分し、各採取測線ごとの資料数と砂群および礫群それぞれの重量が全重量の50%以上を示すものについて、それぞれの群における中央粒径の場所的分布を示したものである。これからも、漁港を中心として東海岸では粒径の大きな礫群、西海岸では砂群によって構成された底質で、その粒径組成に大きな相違があることがわかる。

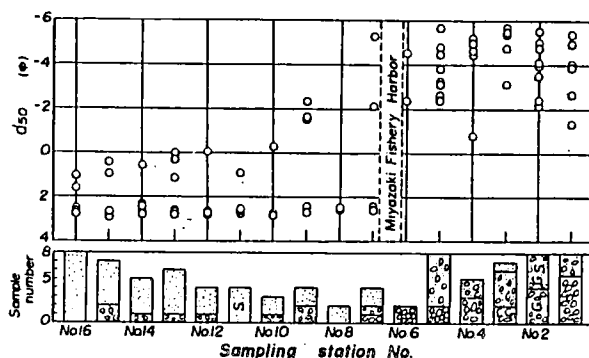


図-3.5.32 底質の中央粒径と粒度組成の場所的分布

汀線に直角方向の底質の粒径分布については、汀線における底質粒径を基準として、汀線から陸上部および海底の底質粒径の比で図示したBascomの結果によれば、汀線から陸上部における底質の粒径は、前浜においてもっとも大きく、後浜に行くにしたがって粒径が減少し、また、海底部においては最終砕波点付近の底質粒径がもっとも大きく、沖合ほど粒径が減少する。これにならって、漁港東海岸における汀線と直角方向の中央粒径の変化を各領域ごとの平均値で示したものが図-3.5.33であり、また同様の方法で中央粒径の比として図示したものが図-3.5.34である。これらによれば、汀線から9 m付近までは汀線における粒径より大きくなり、9 mから29 m付近にかけて粒径が漸減する傾向を示している。さらに、29 mから49 mまでは、粒径の変化はほとんどみられない。このようにBascomによる海浜の粒径比の関係が礫海岸である宮崎漁港海岸の前浜から後浜にかけての範囲でも見出されるようである。この一般的な傾向は、汀線に沿って区分した各領域で若干相違している。つまり、(C)領域を除いた(A)および(B)の領域では、汀線から3 mおよび9 mの地点に比べて、その中間

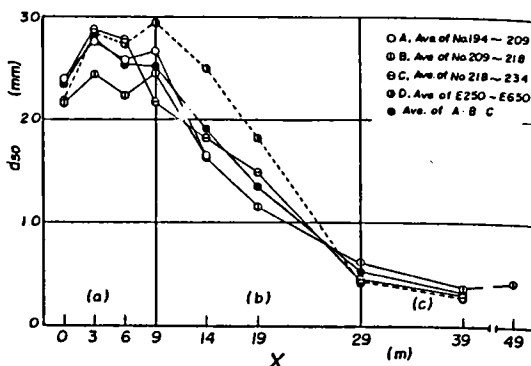


図-3.5.33 汀線と直角方向における中央粒径の分布

の6 mの地点で底質の粒径がわずかに小さくなる傾向が見られるが、これは底質の粒径分布に関する局所的な来襲波浪特性の変化とそれに伴う海浜勾配の相違によるものではないかと考えられる。また、(D)領域では他の領域に比べて9 mおよび14 mの地点での粒径が大きく、この領域の海浜勾配が比較的ゆるやかなために、波浪のその上範囲が後浜の奥深くまで及ぶのではないかと考えられる。

つぎに、図-3.5.35は汀線に直角方向の1969年10月採取資料における篩分け係数と標準偏差の分布を、前述の汀線と平行方向に4つの領域に分ける方法で示したもので、汀線と汀線から6 mの地点では底質の淘汰はあまり良好ではないが、9 mではよく淘汰されている傾向を示している。また、(D)領域を除いて9 mから19 mでは淘汰の状態が急に悪くなる傾向を示し、19 mから49 mにかけてはだいに淘汰が良好になる傾向が認められる。ただし、(D)領域については、粒径分布について述べたように、汀線から14 m地点でよく淘汰される傾向を示しており、これは波浪のその上距離と密接に関係するものと考えられる。これら中央粒径の分布と淘汰度の分布状態から

考察すれば、宮崎漁港東海岸については、つぎのようなことが明らかにされる。すなわち、汀線から9 mまでは常時波浪の影響を受け、波による篩分け作用がなされている。これに対して、9 mから29 mにかけては、年に何回か来襲する大きな波浪時にのみ波がその上する範囲であり、29 mから49 mの区域では異常波浪時にのみ波がその上する範囲であると考えられる。

宮崎漁港以西の黒部川河口に至る海岸は、4.4において詳述するように、海岸堤防、消波工および離岸堤によって防護されており、その消波工などが粒径の大きな礫の移動、すなわち沿岸漂砂に伴って磨耗され問題となっている。図-3.5.36はその汀線砂礫の沿岸方向分布を示したもので、平均粒径 $M_d$ の値は約10 mm以上にも及んでおり、測点No. 170からNo. 140の方向へ、つまり東から西に向って粒径が減少するとともに、1957年に比べて1960年の粒径値が小さくなっているのは、宮崎漁港によ

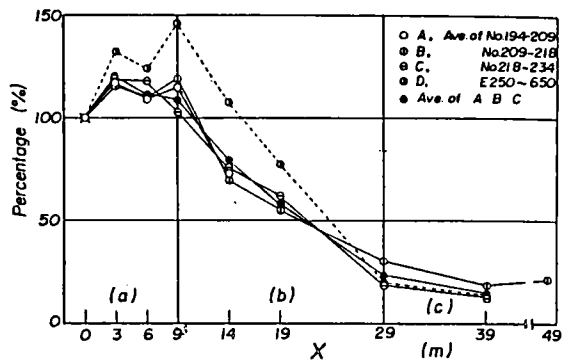


図-3.5.34 汀線と直角方向の中央粒径比の分布

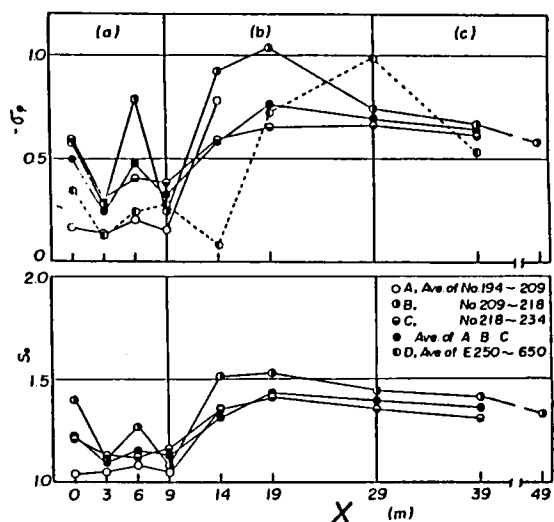


図-3.5.35 汀線と直角方向の篩分け係数と標準偏差の変化

る沿岸漂砂の阻止の影響によるものと考えられる。また、岩種別に見た汀線付近の最大礫の体積の沿岸方向分布<sup>80)</sup>を図-3.5.57に示すが、これも平均粒径  $M_d$  の分布と同様に、測点No. 176の笹川河口付近ではいずれの岩種とも  $10^4 \sim 10^5 \text{ cm}^3$  の体積を示すが、黒部川河口へ向って、つまり東から西へと向うほど体積が減少し、約1/10程度にもなることがわかる。このことから沿岸漂砂の卓越移動方向もその方向であるといえよう。

一方、緩勾配侵食性海岸では比較的底質粒径が小さいものと考えられる。例えば前述の天竜川河口部に広がる遠州灘海岸は、その漂砂源は天竜川、渥美半島の海崖および御前崎付近の海崖であって、とくに天竜川河口から東西約15 km程度までは、天竜川からの流送土砂の影響圏といわれている。服部

ら<sup>81)</sup>の調査によれば海浜礫の見かけ上の体積は図-3.5.88(a)のように、天竜川河口を中心として東西両海岸に向うほどその値を減少し、その体積の減少は波による磨耗作用を受けるためで、礫の形状も体積が減少するほど扁平となることを明らかにしている。また、前浜底質の中央粒径  $M_{d\phi}$  の値も図-3.

5.88(b)のように同様の傾向を示している。この前浜における底質の粒径は0.13mm~0.30mmと細粒であるが、天竜川上流のダム群の堆砂に伴って、経年的に海岸における底質粒径が小さくなっていることが図-3.5.89からも明らかであり、また、天竜川河口右岸約2500 mの海浜断面形状と底質の中央粒径を示したものが図-3.5.40で

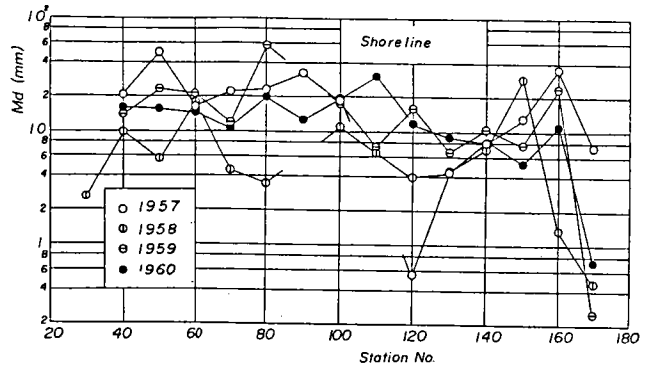


図-3.5.36 笹川以西下新川海岸における汀線砂礫の平均粒径の沿岸方向分布

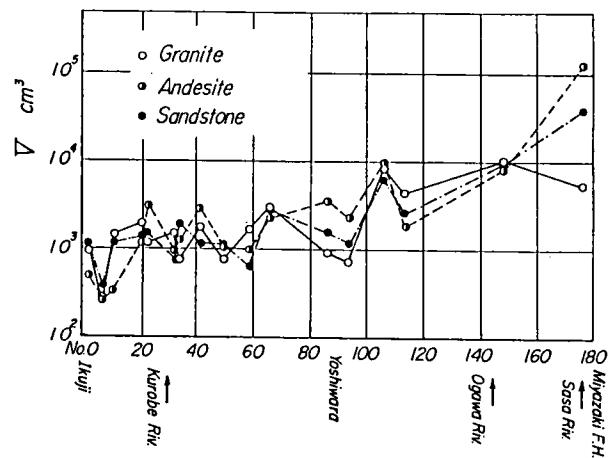
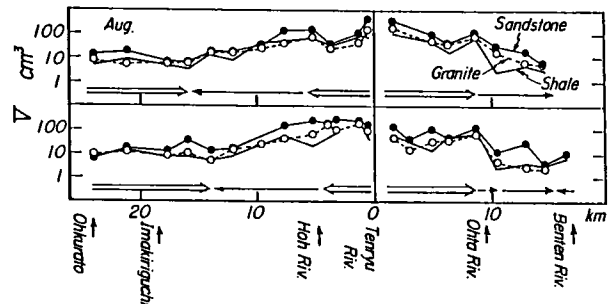
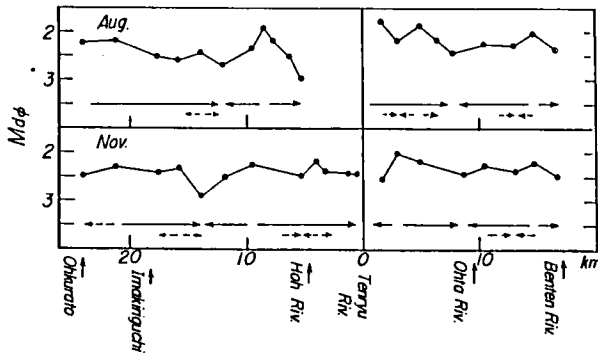


図-3.5.37 岩種別最大礫の体積の沿岸方向分布



(a) 礫体積の沿岸方向分布

図-3.5.38 遠州灘海岸における底質特性の沿岸方向分布(1)



(b) 中央粒径の沿岸方向分布

図-3.5.38 遠州灘海岸における底質特性の沿岸方向分布<sup>79)</sup>(2)

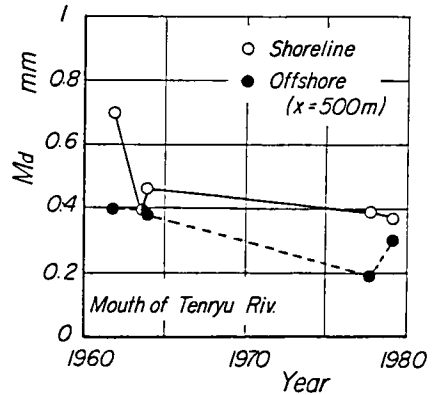


図-3.5.39 底質粒径の経年変化

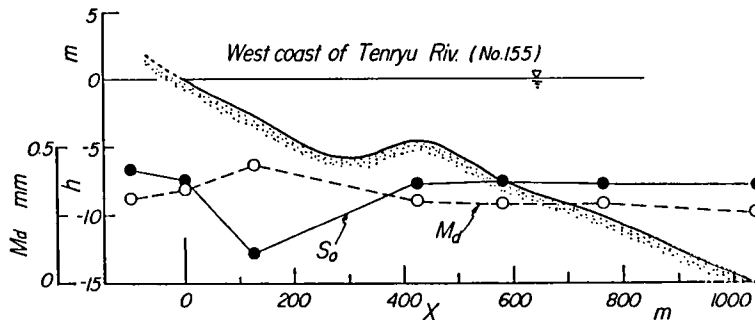


図-3.5.40 天竜川河口右岸における底質の中央粒径と  
海浜断面形状

ある。底質の採取位置が少ないために十分ではないが、Bascom の示した海浜断面に沿う底質粒径の分布と同様に、沖方向に向うほど粒径は小さくなっているとともに、篩分け係数  $S_0$  の値も、水深 2.5 m の位置で 0.21 と底質の淘汰が悪く、細粒および粗粒のものから構成されていることを表している。

### 3.5.4 底質特性と海浜形状との関係

これまで、3 つに分類した漂砂海岸における底質特性を実際資料に基づいて考察してきたが、底質粒径は周知のように海浜の勾配および来襲波浪の特性と密接に関係している。そこで、ここでは既応の資料を用いて、それらの関係を再確認する。

まず、図-3.5.41 は Bascom<sup>74)</sup> によって示された海浜断面形状と底質粒径の分布であり、平均潮位面の汀線の底質粒径に比べて、断面方向に 2 つのピークが現れ、その 1 つは最終砕波点であり、また、1 つは前浜の中央付近であって、沖方向へ水深が大きくなるほど粒径も小さくなることを明らかにしている。このような関係は底質粒径の大小に関係なく見られるものであって、海底すなわち砂礫から構

成された海底面へ作用する波浪の場所的な相違によるものである。

### (1) 汀線と直角方向の底質特性の分布

図-3.5.42 は典型的なポケットビーチである和歌山県白良浜の場合であって、汀線における底質の中央粒径は  $0.27\text{ mm}$  と非常に細粒で、また、前浜から後浜にかけても 4.2 で詳述するように、比較的均質な細粒砂から構成されている。

一方、日本海に面した大潟海岸の場合、図-3.5.43 のように汀線砂礫の中央粒径は約  $2\text{ mm} \sim 4\text{ mm}$  であるが、沿岸砂州より沖合の水深  $6\text{ m}$  以深では、それはほぼ  $0.3\text{ mm}$  以下と細粒径になっている。とくに、沖合に広く分布する細粒の底質は、関川などこれまで漂砂源であった河川からの流土砂が、直江津港の西防波堤延長に伴って阻止されたことも一つの要因として、海浜の背後にある砂丘の侵食によってもたらされてきていると白井<sup>73)</sup>は指摘しており、底質の標準偏差  $\sigma_\phi$  の値も、汀線を中心とする波浪の底質に対する作用が活発なところでは比較的大きいものの、沖合では均質な底質となることを示している。

また、底質が礫から構成されている海岸においても、これまでの白良浜や大潟海岸の比較的底質粒径の小さな場合と同様に、底質の中央粒径の沖方向分布は最終砕波点

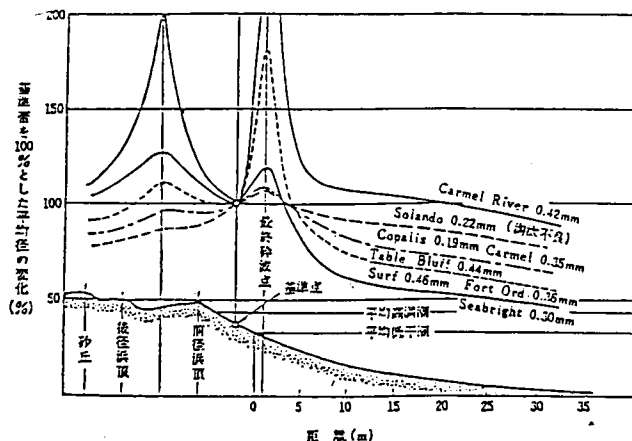


図-3.5.41 Bascom による汀線と直角方向の底質特性の分布<sup>74), 82)</sup>

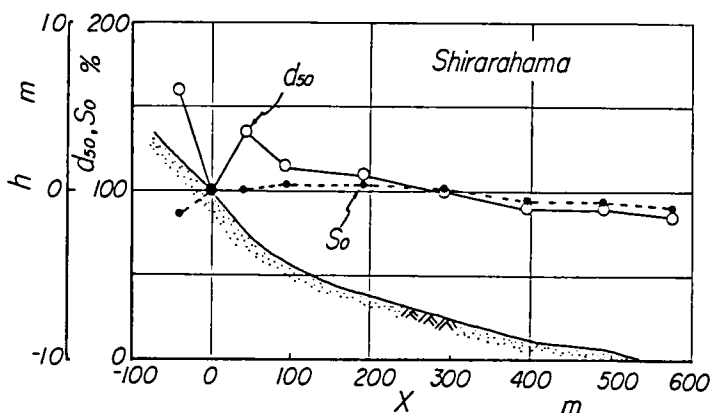


図-3.5.42 和歌山県白良浜における汀線と直角方向の底質特性の分布

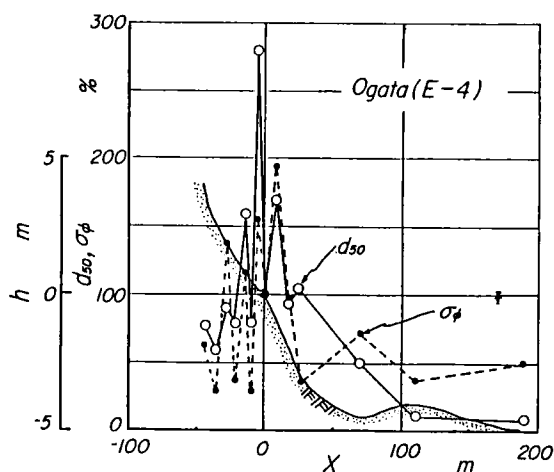


図-3.5.43 大潟海岸における汀線と直角方向の底質特性の分布

で大きく、それより沖合ではしだいに粒径が減じることが図-3.5.31の富山県宮崎漁港海岸の結果から明らかである。また、汀線より陸上部における底質の分布においても図-3.5.34のように、汀線の底質の中央粒径を基準として、汀線から3m~9mの粒径が大きくなり、それより後浜では粒径が漸減している。また、中央粒径のみならず底質の篩分け係数についても分布があり、通常の波浪のそ上域では篩分け作用が活発で、波浪に対応した粒径のものが残されるため、比較的均質な礫から構成されているが、年に数回といった高波浪時にのみ波がそ上する領域では、粒径の小さいものから大きいものまで混在し、篩分けが十分でない不均質な粒径の底質によって構成されることになる。

このように、汀線と直角方向の底質粒径の分布は、細粒のものから粗粒（礫）のものまで Bascom のいう、最終砕波点付近と前浜の中央付近の2ヶ所でピークを持ち、それより沖側および陸側になるほど粒径が漸減することを再確認することができるものであって、これは漂砂海岸の一般的な特性であるといえよう。

一方、この底質粒径は分布のみならず、その砂浜の勾配とともに来襲波浪の度合に支配されており、Bascom と Wiegel<sup>57)</sup> はアメリカ各地の海浜における基準点の前浜勾配と底質粒径を調べ、図-3.5.44

のようになることを示している。図中には、遮閉された海岸および遮閉されていない海岸に分け、前者に比べて後者は、同じ底質粒径であっても前浜勾配が緩くなることを示している。これは海岸に作用する波のエネルギーの差として現れたものであろう。

これと同様の観点から、これまで分類してきた閉漂砂海岸、擬閉漂砂海岸

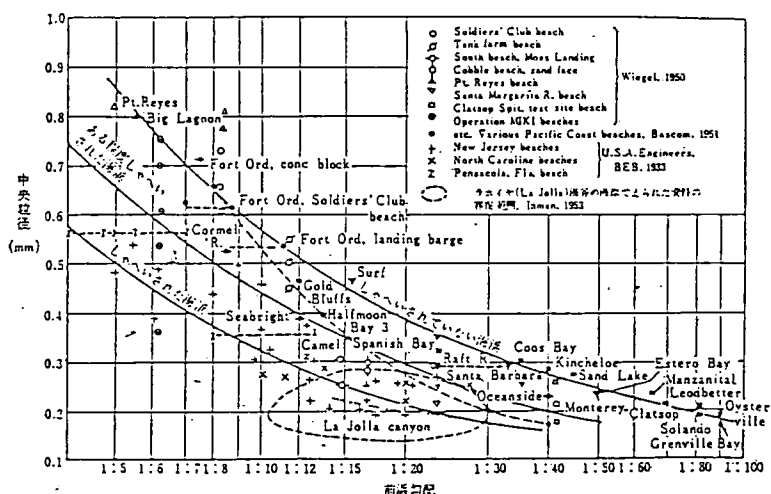


図-3.5.44 前浜勾配と底質粒径の関係<sup>57), 82)</sup>

および開漂砂海岸について、得られた現地の汀線砂礫の中央粒径と汀線付近の海浜勾配の関係を図-3.5.45に示す。資料の数は十分ではなく、また、底質粒径も0.2mm程度の細粒のものから、60mmにわたる粗粒（礫）のまで含んでいるが、Bascom および Wiegel の結果と同じく、大局的に2つに分けることができ、閉漂砂海岸では開漂砂海岸に比べて、一般に同じ底質粒径であれば海浜勾配が急となることを示している。

このように海浜の前浜勾配と底質粒径は密接に関係しているが、その海岸に来襲する波浪特性とも関係することは当然である。King<sup>83)</sup> は種々条件の相違する27の海岸の実測資料の検討によって、前浜勾配  $\tan \alpha$  が底質粒径  $d_\phi$  と波浪のエネルギー  $E$  との関係で表されることを明らかにし、次式を提案

している。

$$\tan \alpha = 407.71 + 4.20 d_{\phi} - 0.71 \log E \cdots \cdots (3.5.1)$$

そして、これに基づく底質粒径、波浪のエネルギーおよび前浜勾配の関係を図-3.5.46のように示している。これによれば緩い勾配は底質粒径が細かく波浪エネルギーが大きい場合で、また急な勾配は底質が粗く波浪エネルギーが小さな領域となることを示している。このように、海岸の底質特性と海浜形状、とくに海浜勾配は来襲波浪のエネルギーに依存して、密接に関係していることが明らかであり、1つの砂浜海岸においても沿岸方向に波浪のエネルギー分布があれば、底質特性のみならず海浜勾配も沿岸方向に変化するものといえよう。

## (2) 汀線に沿う底質特性の分布

閉漂砂海岸、擬閉漂砂海岸および開漂砂海岸の実例から、それぞれの海岸における底質特性を述べたが、ここではそれら海岸における底質特性を規格化して、類型化を行い、これらの漂砂海岸の特性をさらに考察する。

(a) 閉漂砂海岸の場合 ポケットビーチに代表される閉漂砂海岸では、一般にヘッドランドで囲まれた砂浜の形状が半円形に近く、また海底形状も「すり鉢状」であると思われることから、海浜付近の入射波の特性は、砂浜の中央部からヘッドランドにかけて屈折によって扇形に広がり、砂浜中央部付近からヘッドランドに向う沿岸流が発生するであろう。これまで閉漂砂海岸として底質特性を考察した海岸について、海浜の平面形状に関する  $\beta_b/\theta_B$  に従って、底質特性の分布を示すと図-3.5.47 のようである。なお、規格化するための基準底質粒径は、波の主方向に対し

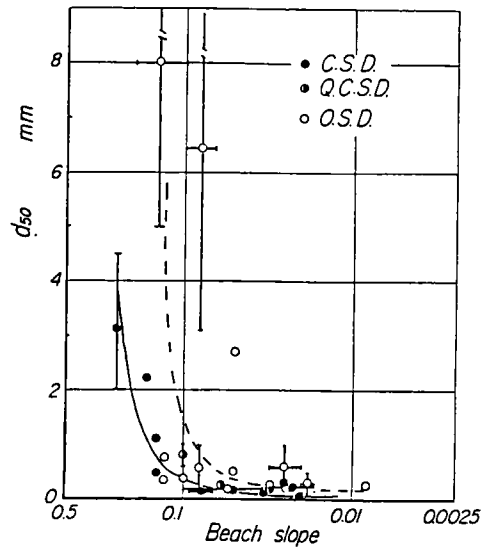
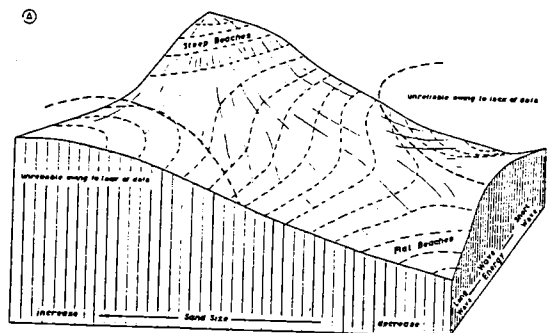
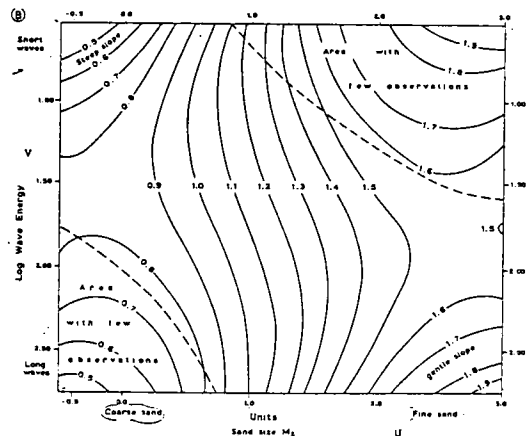


図-3.5.45 漂砂海岸の分類ごとに見た前浜勾配と底質粒径の関係



(a)



(b)

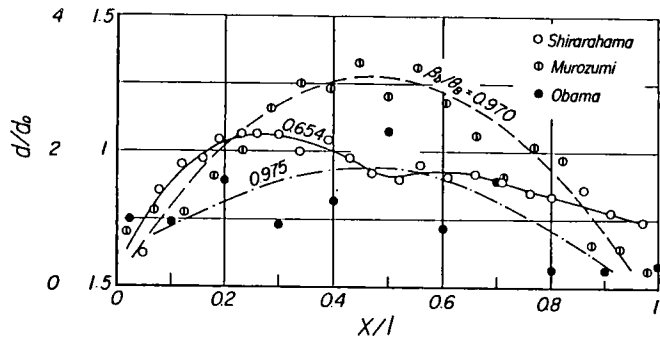
図-3.5.46 Kingによる底質粒径、波浪エネルギーおよび前浜勾配の関係<sup>83)</sup>

て上手側海浜の最大湾入位置のもので代表させている。これによれば、 $\beta_b/\theta_B$  の値が1付近を境として、規格化した底質特性の分布形状に相違が見られる。すなわち、その値が1以下であれば双峯型の分布形であるのに対して、1付近では規格化した海浜の中央部付近に底質特性のピークが現れる単峯型となる。また、その値が1以上になれば、来襲波浪の主方向に片寄った単峯型の分布を示している。とくに、双峯型の分布は砂浜の平面形状を表す  $\theta_B$  の値が大きいために、下手側ヘッドランドから砂浜の中央部付近へ向う逆方向の沿岸流が発生して、底質特性に第2のピークが現れるものであろう。

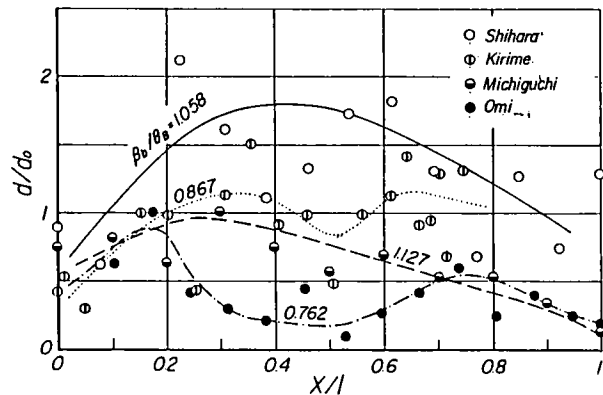
#### (b) 擬閉漂砂海岸の場合

擬閉漂砂海岸の例として直江津海岸を示すが、この海岸の変遷については4.3において詳述するように、

直江津港の修築に伴って分断され、直江津西海岸は西端の郷津の岩礁地帯および直江津港西防波堤が、あたかも閉漂砂海岸のヘッドランドと同じ機能をはたしていることを思わせる。また、かつて郷津付近は来襲波浪の波向と海岸線の角度から、東向きの沿岸漂砂を生じていたものと思われるが、直江津港西防波堤の法線と来襲波浪の主方向との関係から西向きの沿岸流が生じ、関川からの流送土砂と防波堤基部の侵食土砂を東から西へと運搬して、郷津付近に堆積している。図-3.5.48は直江津港をはさむ東西両海岸の規格化した底質特性の分布を示している。西海岸では、前述した閉漂砂海岸の  $\beta_b/\theta_B$  の値が1以上



(a)



(b)

図-3.5.47 閉漂砂海岸における底質特性の沿岸方向分布の無次元表示

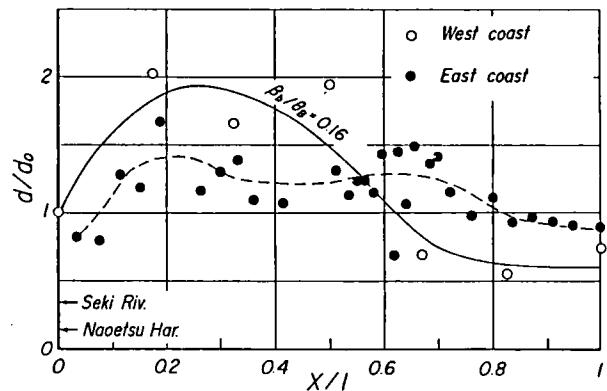


図-3.5.48 擬閉漂砂海岸における底質特性の沿岸方向分布の無次元表示

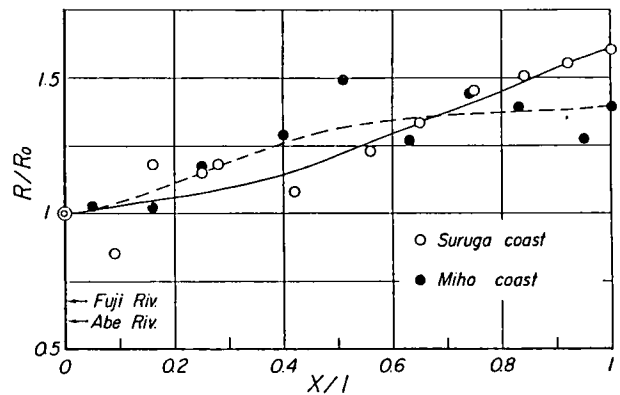


に対応した分布形を示している。しかし、西防波堤先端と郷津の岩礁地帯基部を結んだ線によって求めた  $\beta_b/\theta_B$  の値は 0.16 と小さく、双峯型の分布形となるものと思われるが、前述した西防波堤の影響が郷津から東向きの沿岸漂砂を上廻って、東から西への沿岸漂砂となり、汀線形状のみならず底質特性の分布も規定しているものといえる。一方、東海岸では  $x/l$  の値がゼロに近い直江津港付近において、規格化した底質の値も小さく港による影響を示すが、 $x/l$  が 0.6 以上のところでは、後述する開漂砂海岸と同様な傾向を示しながら、複雑な分布形状を示している。これらのことから、西海岸では閉漂砂海岸の性格をもつものに対して、東海岸では港湾構造物付近を除いて開漂砂海岸に近い性格をもつものといえよう。

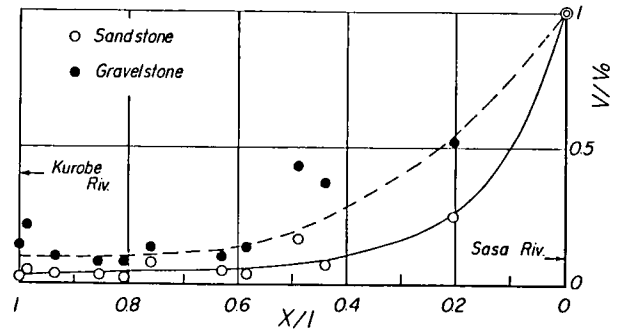
(c) 開漂砂海岸の場合 開漂砂海岸のうち侵食型開漂砂海岸では、沿岸漂砂は上手側から下手側へと移動して、流失し、再び海浜の形成にほとんど寄与しない海岸である。図-3.5.49 は典型的な開漂砂海岸における汀線礫の円形度<sup>84)</sup>と岩

種別最大礫の体積<sup>80)</sup>の沿岸方向分布を示したものである。図(a)の三保海岸における漂砂源は安倍川であり、駿河海岸のそれは大井川である。これら両海岸とも河口から遠ざかるほど、すなわち沿岸漂砂の下手側に向って、円形度比が高くなり、しだいに底質は磨耗作用によって丸味が増していくことがわかる。また、図(b)は下新川海岸の笹川から黒部川まで約 15 km の海浜の、礫の体種を岩種別に計測した結果であるが、円形度と同じく沿岸漂砂の移動方向に、体積は減少して波浪による底質の磨耗の大きいことがわかる。しかし、底質の岩種によって硬度が相違し、砂岩礫は礫岩に比べて早く体積が小さくなることがわかるであろう。一方、この海岸の沿岸漂砂の上手側にあたる市振漁港および宮崎漁港を、閉漂砂海岸における入射波に対する上手側ヘッドランドとして考えると、 $\beta_b/\theta_b$  の

値はそれぞれ 10 程度の値となる。これは閉漂砂海岸の上手側ヘッドランドに片寄った単峯型のピークをもって、下手側海浜に向って漸減する底質特性の分布が現れる領域に属するものといえよう。ただし、一般に漂砂源および沿岸漂砂の上流端に対応した流入河川の河口や漁港付近などで粒径比が最大となる



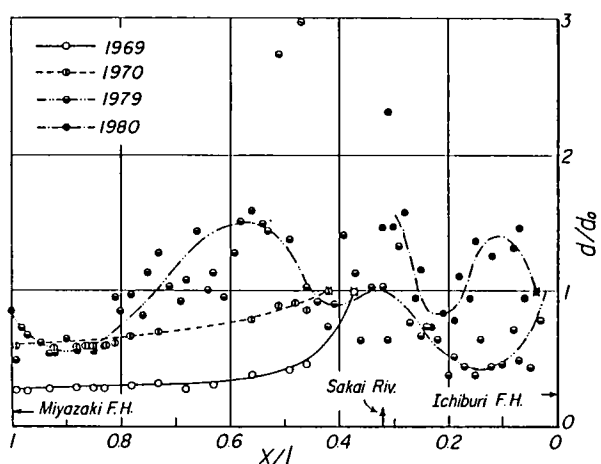
(a) 円形度比の変化<sup>84)</sup>



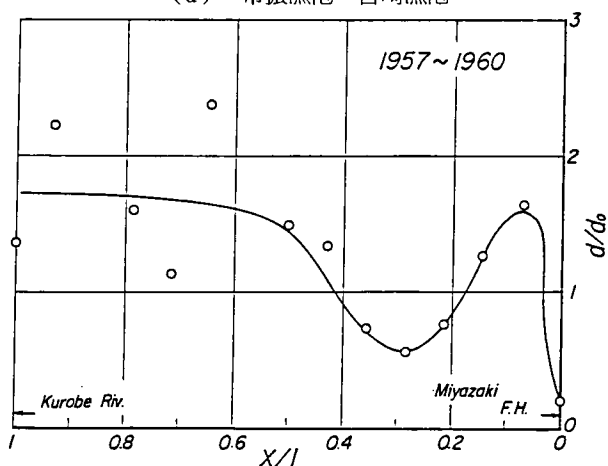
(b) 礫体積比の変化<sup>80)</sup>

図-3.5.49 開漂砂海岸における底質特性の沿岸方向分布の無次元表示

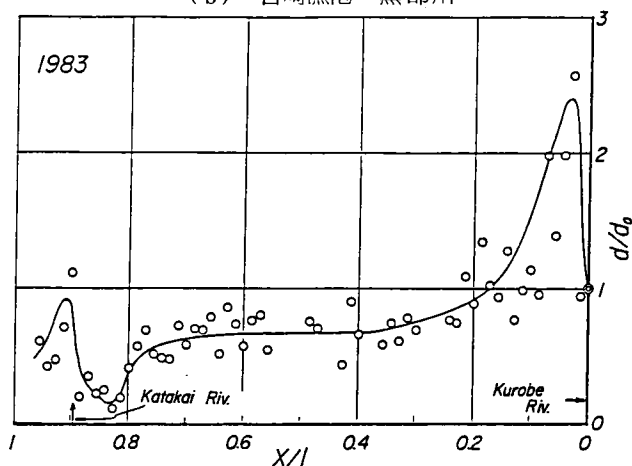
ものといえよう。この下新川海岸における新潟県市振漁港から片貝川河口左岸に至る海浜における最大礫の粒径比を図-3.5.50に示す。ただし、宮崎漁港から黒部川までの区間は、底質の平均粒径で表している。市振漁港から宮崎漁港までの約6 kmの海岸は、市振漁港から約2 kmのところに境川が流入し、この海岸の1つの漂砂源となっている。このことから、前述したように底質特性の分布は単峰型分布形ではなく、境川からの流送土砂によって、もう1つのピークをもった双峰型の分布形を示すものと考えられる。この区間における底質調査は1969年から1980年まで4回実施したが、このうち1979年以外は市振漁港から境川および境川から宮崎漁港までの範囲である。まず、1969年および1970年の結果から、粒径比は漂砂源の境川河口付近を最大として沿岸漂砂の下手側へと漸減する傾向を示す。しかし、1979年には境川より上手側に市振漁港が築造され、漂砂源に変化をきたしたために、宮崎海岸はそれまでの堆積性海岸から侵食性海岸へと変化してきた。これに伴って海岸中央部付近の粒径比も大きく、侵食によって粒径の小さな底質が移動して大きな底質粒径となっていることをうかがわせ、本来、境川河口付近で最大値を示すと考えられる底質特性のピークの位置が下手側に移動している。また、宮崎漁港付近においても粒径比が大きくなり、漁港拡張に伴う構造物築造の影響であ



(a) 市振漁港～宮崎漁港



(b) 宮崎漁港～黒部川

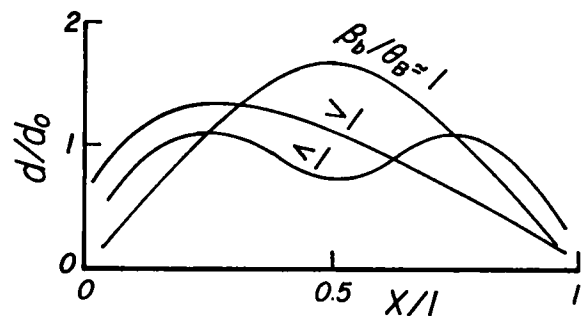


(c) 黒部川～片貝川河口左岸

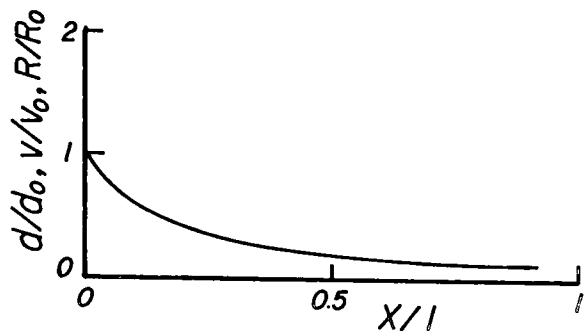
図-3.5.50 下新川海岸における底質特性の沿岸方向分布の無次元表示

ろう。さらに、市振漁港から境川までの区間では、1979年には下手側海岸に向って粒径比が小さくなり、境川付近で再び大きくなって境川からの流送土砂の影響が現れている。しかし、1980年には市振漁港下手側において海岸堤防基部付近まで侵食が進み、粒径比の沿岸方向の分布は複雑に変化しており、構造物による影響が現れている。このように、開漂砂海岸の上手側に構造物が築造され、また、途中に漂砂源のあるような海岸では、沿岸漂砂の移動方向は変化しないものの、流入河川などからの流送土砂の沿岸漂砂に対する寄与が変化して、それまで河口付近を最大として粒径比の漸減する傾向が、その最大粒径比を示す位置の下手側海岸への移動のみならず、海岸堤防など構造物の築造によっても底質特性が変化して、侵食領域における粒径比が大きくなる傾向を示している。次に、宮崎漁港西側の笹川から黒部川までの、等深線が汀線とほぼ平行な区間に対応する  $x/l$  の値が0.3程度までの粒径比は、下手側海岸へ漸減する傾向を示すのに対して、それ以降ではその値も大きく変化している。これは海岸堤防など海岸構造物の築造と海岸線近くまで迫る洋谷によって、来襲波浪が複雑に変化する影響であろう。さらに、黒部川から片貝川河口左岸に至る黒部海岸では、黒部川と片貝川の2つの漂砂源があり、それらから沿岸漂砂の下手側に向って底質の粒径比がそれぞれ漸減している。このように、開漂砂海岸における底質特性の沿岸方向分布は、漂砂源あるいは沿岸漂砂の上流端から下手側海岸に向って粒径比のみならず、底質の体積も小さくなり、底質の磨耗を表す円形度が増加することを示している。また、底質の最大粒径を指標として表示すると、最大粒径比は基準点における粒径の約3倍程度までで、それからしだいに漸減するようである。

以上のように、砂浜海岸の分類に従って底質特性の沿岸方向分布の類型化を行ったが、図-3.5.51に示すように、開漂砂海岸では来襲波浪の波向  $\beta_b$  とヘッドランドを結ぶ線と下手側汀線に挟まれた角  $\theta_B$  の関係によって変化し、 $\beta_b/\theta_B$  の値がほぼ1では砂浜中央部に1つのピークをもった単峯型の分布形であるのに対して、その値が1以下では双峯型、1以上では入射波の上手側にピークのある単峯型の分布形となる。一方、開漂砂海岸では、漂砂源および沿岸漂砂の上流端をピークとしてしだいに漸減する分布形を示す。しかし、流入河川や海岸構造物の存在によって、再びピークが現れる場合もある。さらに、



(a) 閉漂砂海岸



(b) 開漂砂海岸

図- 3.5.51 漂砂海岸における底質特性の沿岸方向分布の類型化

擬閉漂砂海岸ではこれら両者の性格をもった複雑な分布形を示すことになる。

### 3.6 安定海浜の形成過程

これまで海岸侵食対策として海岸堤防・護岸・突堤および離岸堤などの各種工法が用いられ、かなりの実験的な成果をあげてきたが、最近の侵食の現状を見ると、なお検討すべき点が少なくない。このような剛構造物とも言うべき海岸堤防などと相違して、前述したように Silvester<sup>44)</sup> は自然海岸の安定性が、来襲する外力とくに波浪との相互作用によって維持されるものであるとして、“How to copy nature”という観点に立って研究を進めるべきであると述べている。著者ら<sup>85)</sup> も自然海岸に見られる安定な砂浜海岸の形状特性を再検討し、また沿岸漂砂の動態に基づいて静的および動的に安定な海浜として安定海浜工法を提案した。この安定海浜工法の基本的な考え方は次のようである。

- (1) ヘッドランド設置前の直線状海岸は、ヘッドランドによって区切られたノコギリ状の砂浜海浜群となって汀線が延長されるので、汀線単位長さ当りの波浪エネルギーを有効に減少させることができる。
- (2) 自然の砂浜海岸のもつきわめて高い消波機能を有効に活用できる。
- (3) 海浜の状況に応じて、漂砂の上手側よりヘッドランド下手側への沿岸漂砂を考慮した安定な砂浜海浜群を形成させることが可能である。

また、3.4.1 で詳述したように、安定な砂浜海浜はその海浜の漂砂の動態から、静的および動的に安定な海浜の2つに分けることができる。たとえば、流入河川の変化や海岸・港湾構造物の築造などによって漂砂源が消滅した場合には、その海岸の土砂を沿岸漂砂として流失させない静的に安定な海浜を造成してやればよいことになる。一方、流入河川など漂砂源からの供給土砂量が減少した海岸では、減少量に合った動的に安定な海浜を造成することによって、下手側海浜をも含めた海岸の侵食防止が可能となるであろう。このような立場から砂浜海岸における安定形状の形成に関する実験を行った。

#### 3.6.1 実験装置および方法

実験は、京都大学防災研究所付属宇治川水理実験所構内に設置されている扇形波浪平面水槽を用いて行った。この水槽は図-3.6.1に示すように、直径35mの半円形部と35m×10mの長方形部から成っており、その半円形部に造波機、長方形部に模型海浜を設けている。造波機は半円形部の水槽外壁に取付けたレール上を移動させることによって、任意の波向をもつ周期波を発生させることが可能である。また、造波機の両端から模型海浜まで反射波などを防ぐために消波装置付の導波板を設置している。模型海浜は図-3.6.2のように沿岸方向に長さ20

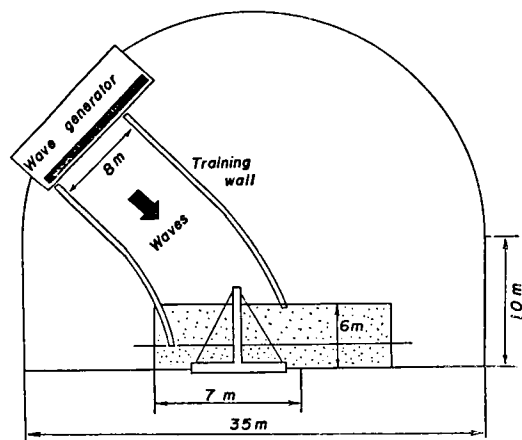


図-3.6.1 扇形波浪平面水槽の概略

m, 沖方向に6 mで, 沖方向へ1/20勾配としたモルタル仕上げ面上に, 豊浦標準砂(中央粒径0.021 cm, 比重2.66)を模型海浜の勾配が1/20 および1/10となるように敷いている。

海浜断面形状の測定には2種類の測定装置を用いている。すなわち, 模型海浜の後浜部から水深約3 cm の前浜部まではポイントゲージ式砂面測定器を用い, それより沖側では超音波式砂面測定器を用いている。また, 安定海浜の平面形状および海域の流況を写真撮影するために,

水槽端部の直線外壁を移動する沿岸流観測塔上に写真機を取付けてある。構造物として用いたヘッドランドは透過および半透過性構造物とし, 前者は模型テトラポッドと粒径0.5 cm ~ 1 cmの細礫およびサンドマットを用いて作った。後者はサンドマット張りの板を突あき鉄板で覆い, 両者とも反射波の発生を可能なかぎり防止するように工夫した。その概略を図- 3.6.3 に示す。

この実験では, 安定海浜の形成過程を詳細に検討するために, Run 1 ~ Run 5 までの実験において, まず一様勾配1/20 または1/10 の模型海浜に構造物, すなわちヘッドランドを設置しない状態で波を作用させて侵食性開漂砂海岸を作り, その後, 2基またはそれ以上のヘッドランドを設置している。その設置位置すなわち汀線位置との関係は, Run 1 および2 では汀線の位置に, Run 3 から Run 5 では碎波点と汀線の間付近に設置し, そのヘッドランドの構造は透過性とした。さらに, Run 6 から Run 8 の実験は, 現在各地の海岸で実施されている養浜海岸に, 安定海浜工法を適用した場合を考慮して, ほぼ一様な海底勾配を作り, その海浜に半透過性のヘッドランドを設置したものである。ヘッドランドの設置位置についても, 汀線がヘッドランドの先端から後端になるよう3種類としている。

実験波およびヘッドランドの設置条件などは表- 3.6.1 に示すとおりであり, また安定海浜の形状は3.4.1で取扱った自然海岸における安定海浜の形状測定と同様に, 図- 3.6.4 に示す諸量で表示する。

一方, 安定海浜工法の実験結果と比較するために行った従来の工法, すなわち突堤および離岸堤工法による実験については, Run 1 から Run 5 までと同様に侵食性開漂砂海岸の造成後, それぞれの構造物を設置して行った。

### 3.6.2 静的に安定な海浜の形成過程

静的に安定な海浜の実験は, 前述のように漂砂源が消滅し, そのため海岸侵食の進行が激化している海岸を, 来襲波浪特性との関係で沿岸漂砂が生じないような海岸の形状を作り, これによって海岸侵食

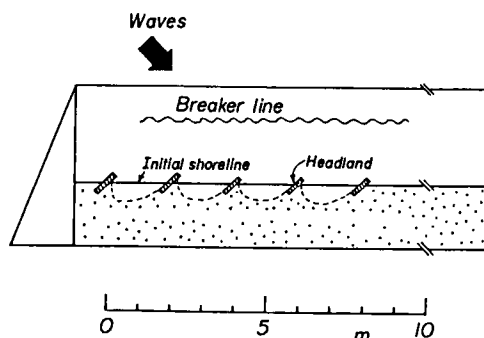


図- 3.6.2 模型海浜の概略

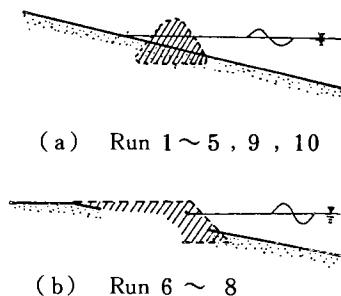
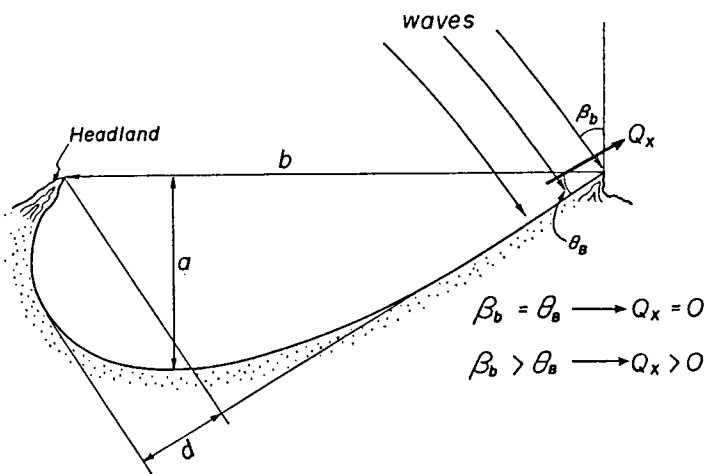


図- 3.6.3 ヘッドランドの構造

表-3.6.1 安定海浜工法の実験条件

Run		波 高 $H$ cm	周 期 $T$ sec	波 向 $\theta_o$ °	海浜勾配 $S$	水 深 $h_o$ cm	$b$	$\theta_h$ °	$y/y_B$	$\beta_b/\theta_h$
1		5.2	0.83	15	1/20	24	200	0	—	$1<, <1$
2		5.2	0.83	50	1/20	24	200	0	—	$1<, <1$
3	1	5.6	0.70	50	1/10	33.5	200	0	—	1
	2	4.7	1.00				165			
	3	3.8	1.50				250			
4	1	4.4	0.97	50	1/10	33.5	285	30	—	$<1$
	2	4.3	1.46				300	25		
5	1	4.0	1.46	40	1/10	33.5	305	25	—	—
	2	4.2	0.70							
6		4.8	0.81	30	1/4	38	400	25	—	1
7	1	4.8	0.81	30	1/4	38	400	25	—	1
	2		1.68	0				45		
8		4.8	0.81	30	1/4	38	400	25	—	1
9	1	4.8	0.90	30	1/20	38	300	0	0.192	—
	2								0.448	
	3								0.784	

の進行を防ぐとともに安定な海浜を造成しようとするものである。まず、ここでは海浜の初期条件として、侵食性開漂砂海岸にヘッドランドを設置した場合と人工養浜など海浜勾配を一樣とした海浜にヘッドランドを設置した場合について、それぞれ静的に安定な海浜の形成過程を波浪条件などとの関係で検討する。



#### 図-3.6.4 実験による安定海浜の計測諸量

(1) 侵食性開漂砂海岸に

ヘッドランドを設置した場合

実験に際して一様勾配の海浜を作り、ヘッドランドをはじめ構造物を設置しない状態で波を作用させ、その後ヘッドランドを設置して海浜の変形過程と安定状態の存在について調べた。まず、図-3.6.5には実験波の周期ならびに初期海浜勾配ごとに表した侵食性開漂砂海岸の形成時における汀線後退の時間的变化を示す。ただし、これは測定値を沿岸方向に平均して表してある。侵食性開漂砂海岸の汀線は時間とともにほ

ば直線的に後退しており、波の周期が長いほど、また海浜勾配が急になるほどその傾向が著しい。一方、ヘッドランド設置後にはその背後に上手側からの沿岸漂砂が堆積して、トンボロが発生、発達し、汀線の形状は海浜の中央部付近で後退、ヘッドランド付近で前進を示すが、この汀線変化の割合は時間の経過とともに減少して平衡状態に近づき安定な海浜となる。

## (2) 波向とヘッドランドの設置角が90°の場合

図-3.6.6はそれぞれ初期海浜勾配1/10における周期0.7 secおよび1.50 secの場合の汀線形状の時間的変化を示したものであり、一方、初期海浜勾配が1/20で沖波波向15°および50°における同様の図を図-3.6.7に示している。汀線形状の変化はヘッドランド設置後、その背後にトンボロが発生し、とくに下手側ヘッドランド背後のトンボロの発達には海浜中央部付近の侵食土砂の移動が大きく寄与している。しかし、海浜中央部の汀

線後退とヘッドランド付近の汀線の前進は時間とともに減少して、平衡状態となって安定な海浜へ移行していることを示しているものの、沖波波向15°の場合には碎波点における波向が汀線とほぼ直角になるために、若干の沖向きの漂砂が存在して汀線形状は少し変動する。また、侵食性開漂砂海岸および安定海浜の形成後における海浜断面形状を図-3.6.8に示す。これからヘッドランド設置前と設置後の形状を比較すると、ヘッドランド前面では侵食性開漂砂海岸に比べてヘッドランド設置後に海浜中央部付近から移動した土砂が堆積し、トンボロの発達のみならず海浜勾配が緩くなっている。一方、海浜中央部の汀線後退領域では、当然のことながら海浜は侵食されるがその勾配は侵食性開漂砂海岸とほぼ同程度となっている。また、ヘッドランド付近における流況および沿岸漂砂の移動を示した一例が図-3.6.9であって、ヘッドランドの背後

では時計廻りの小さな循環流の発生が見られるのに対して、海浜中央部から下手側では下手側ヘッドランドに向う流れが卓越し、漂砂の移動も安定な海浜に達するまでは流れと同一の方向である。

## (3) 波向とヘッドランド

の設置角が90°以上の場合

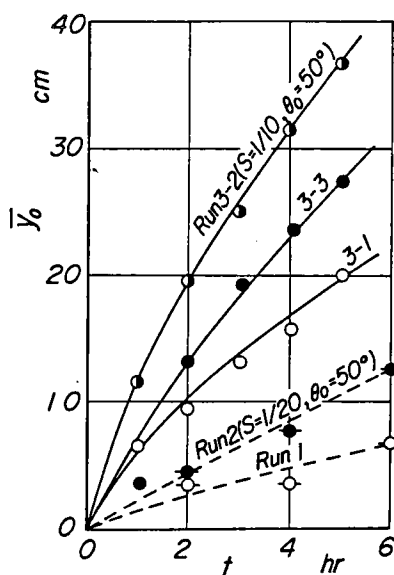
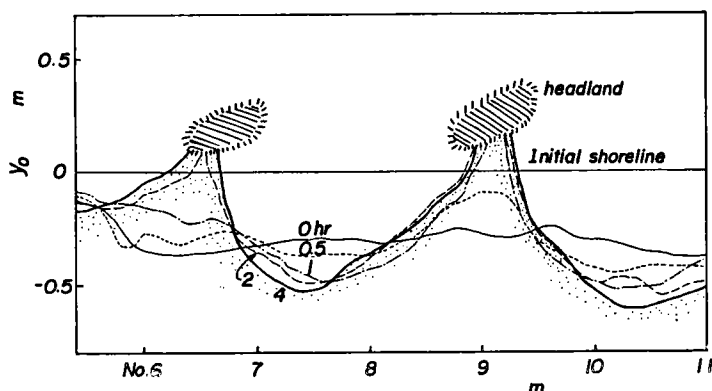
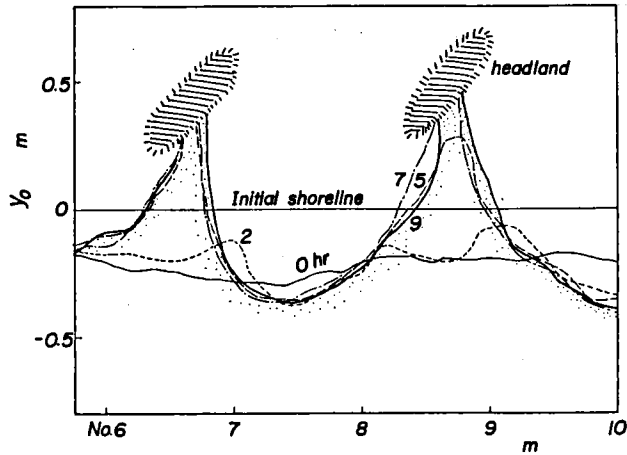


図-3.6.5 侵食性開漂砂海岸における後退の時間的変化



$\theta_0 = 50^\circ$ ,  $T = 0.70$  sec,  $S = 1/10$  の場合  
(a) Run 3-1

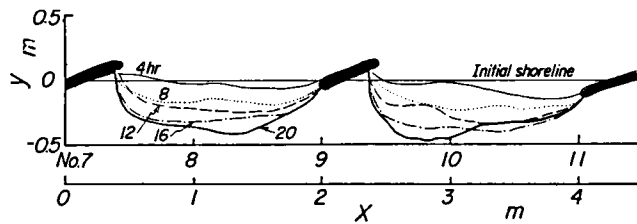
図-3.6.6 汀線形状の時間的変化(1)



$\theta_0 = 50^\circ$ ,  $T = 1.50$  sec,  $S = 1/10$  の場合

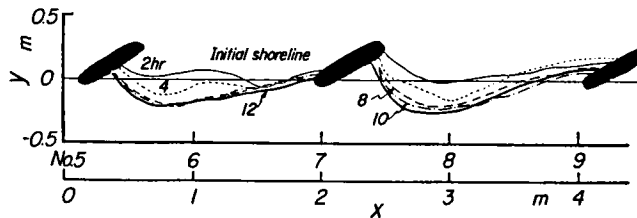
(b) Run 3-3

図-3.6.6 汀線形状の時間的变化(2)



$\theta_0 = 15^\circ$ ,  $T = 0.83$  sec,  $S = 1/20$  の場合

(a) Run 1



$\theta_0 = 50^\circ$ ,  $T = 0.83$  sec,  $S = 1/20$  の場合

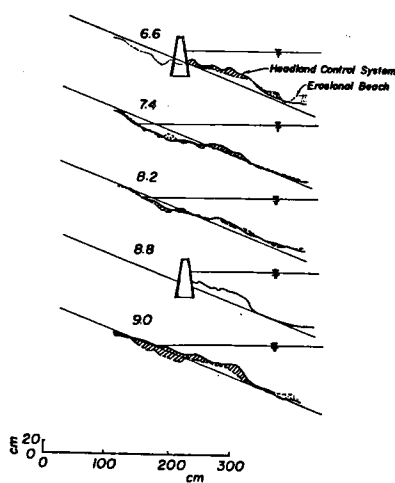
(b) Run 2

図-3.6.7 汀線形状の時間的变化

前述したように、侵食性開漂砂海岸にヘッドランド設置後は海底地形も変化し、また碎波波向も変化する。このため、これまでの実験結果から得た汀線形状、とくに下手側ヘッドランド付近の汀線の方角と一致するように、ヘッドランドを侵食性開漂砂海岸の形成時の碎波波向より、約  $25^\circ$  から  $30^\circ$  汀線と直角に近くなる方向へ傾けて設置した。

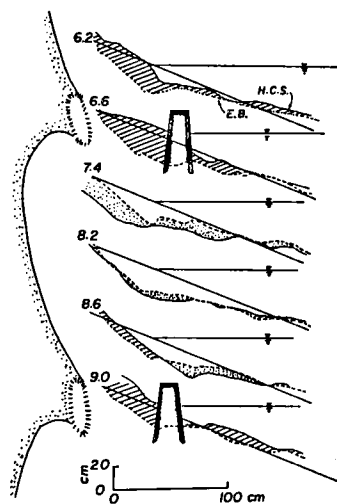
図-3.6.10 は周期  $0.97$  sec および  $1.46$  sec の場合の汀線形状の時間的变化を示しており、汀線の





$\theta_0 = 50^\circ$ ,  $T = 0.70$  sec の場合

(a) Run 3-1



$\theta_0 = 50^\circ$ ,  $T = 1.50$  sec の場合

(b) Run 3-3

図-3.6.8 海浜断面形状

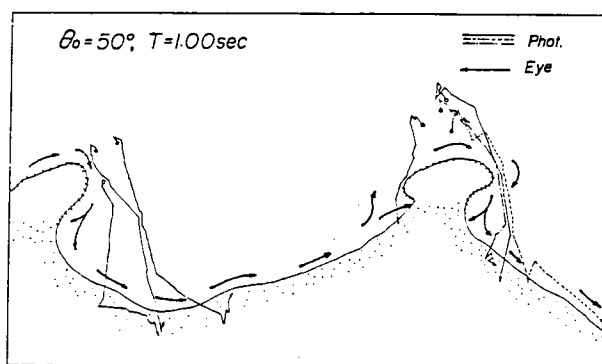
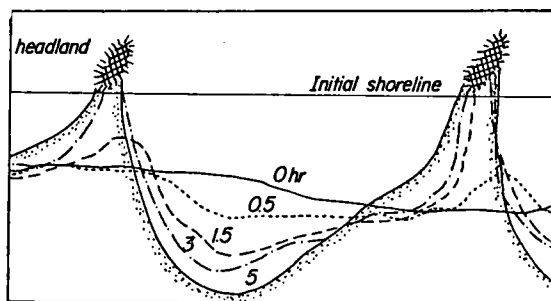


図-3.6.9 安定海浜における流況



$\theta_0 = 50^\circ$ ,  $T = 0.97$  sec,  $S = 1/10$  の場合

(a) Run 4-1

図-3.6.10 汀線形状の時間的变化(1)

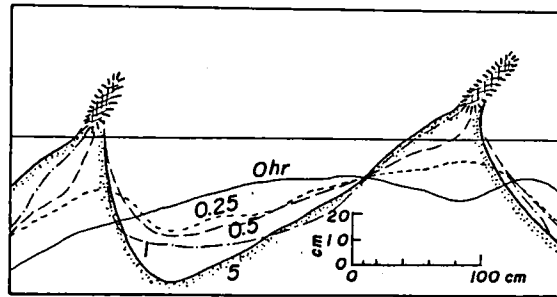
変化は時間とともに平衡状態に近づきほぼ安定な海浜に達することがわかる。なお、ヘッドランドの設置角を波向に対して  $90^\circ$  にした場合に比べて、ヘッドランドと砂浜との接続はその汀線形状も滑らかであって、ヘッドランドの前面付近まで漂砂が堆積していることがわかる。また、海浜断面形状も海浜中央部の最大湾入を示す範囲の勾配は比較的緩やかであるが、下手側ヘッドランドに向うに従って若干勾配が急になる傾向を示している。

図-3.6.11 は海浜勾配の沿岸方向分布を示したもので、 $l_x/l$  が 0.5 以下の上手側ヘッドランドに近い海浜の勾配に比べて、下手側海浜の勾配は若干急となっている。また、図中に示した実際海岸における海浜勾配も同様の傾向を示すが、その値は約  $1/10$  以下となっており、実験と実際海岸ではスケールの相違や漂砂の移動機構の相違によって異なるものではないかと考えられる。このように安定海浜の形成時における各時間ごとの海浜の変形状況の観察結果の 1 例を図-3.6.12 に示すが、ヘッドランド設置後まずその背後にトンボロが発生、発達してヘッドランドと接続するようになる。その後、ヘッドランドの回折効果によってその背後の下手側海浜の湾入が大きくなり、また下手側ヘッドランドに接続する汀線は

前進して、それと滑らかに接続するとともに、汀線より上部ではバームが発達して、海浜全体に浜崖が形成される。一方、周期の相違する波が来襲した場合には図-3.6.13 に示すように、周期 1.46 sec の波で形成された安定な海浜は、周期を 0.7 sec に変化させるとそれまでの正常海浜型から暴風海浜型の波となるために海浜の侵食が生じて、汀線が後退するが、短時間で再び来襲波浪に対応した安定な海浜形状になることを示している。

#### (4) 養浜工とヘッドランドを組合せた場合

この実験は実験開始時の模型海浜の勾配を一樣とするとともに、陸側の砂面をヘッドランドとほぼ同じ高さにしている。なお、Run 6 から Run 8 までは初期汀線に対するヘッドランドの突出率を、また Run 7 では形成された安定海浜に波向の相違する波が来襲した場合に再形成される安定海浜の形状を明らかにすること、さらに Run 9 では砕波位置とヘッドランドの設置位置との関係を明らかにしようとしたものである。



$\theta_0 = 50^\circ$ ,  $T = 1.46$  sec,  $S = 1/10$  の場合

(b) Run 4-2

図-3.6.10 汀線形状の時間的变化(2)

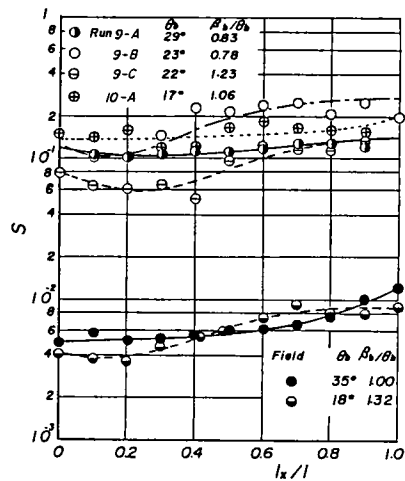


図-3.6.11 海浜勾配の沿岸方向分布

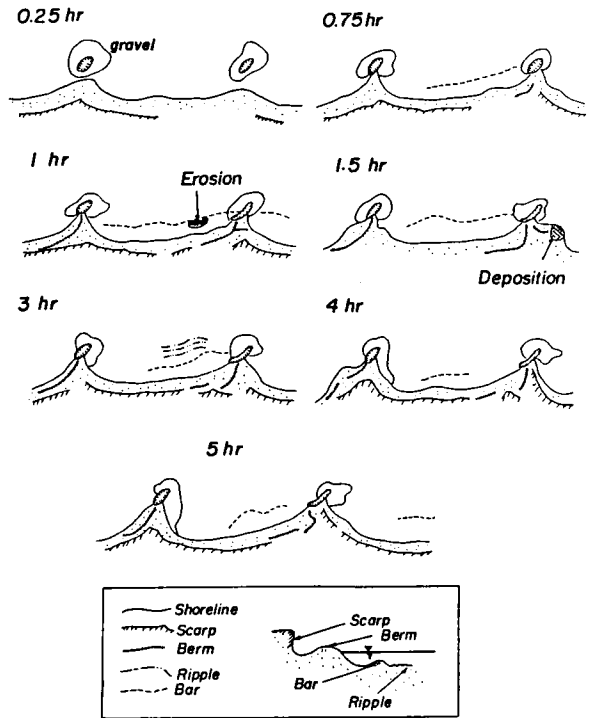


図- 3. 6. 12 安定海浜形成過程の観察結果の 1 例

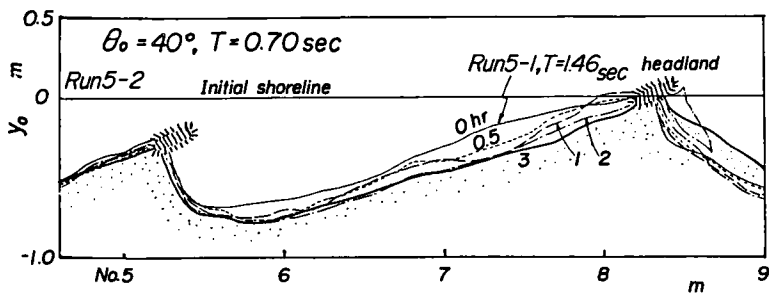
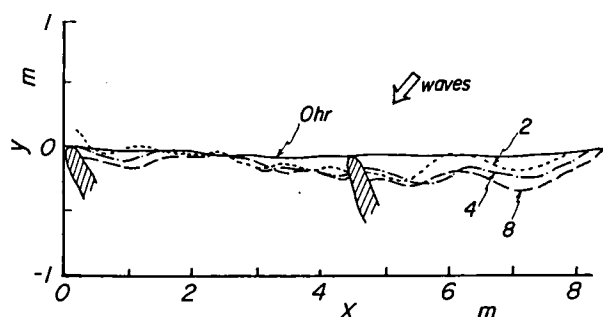


図- 3. 6. 13 波の周期の変化に伴う汀線形状の時間的变化

まず，Run 6 から Run 7 の実験では初期汀線より陸上部の養浜土砂が侵食されて前浜へと移動し，前浜の勾配は初期海浜勾配よりも緩くなる。汀線の変化は図- 3. 6. 14 に示すように，漂砂の上手側の海浜で顕著となっているが，下手側海浜ではあまり変化が見られない。これは上手側海浜からの漂砂の影響によるものであって，後述する動的に安定な海浜となり沿岸漂砂のバランスが保たれていることを示しているといえよう。しかし，上手側海浜の湾入が平衡に達して漂砂の供給がなくなると，静的に安定な海浜へと変化することになる。

一方，初期汀線の位置をヘッドランドの中間とした場合には，図- 3. 6. 15 のようにヘッドランドによる波の回折効果によって，海浜の湾入も大きく，また汀線は下手側ヘッドランドに滑らかに接続している。

また、ヘッドランドの設置位置を碎波位置との関係で調べたものが図-3.6.16 であって、汀線の変化は造波開始後約 10 時間でほぼ平衡に達し、安定な海浜が形成されているが、ヘッドランドの設置位置が碎波点に近づくと、ヘッドランドに対する波の作用が大きくなり、若干汀線とヘッドランドの滑らかな接続に欠けるようである。

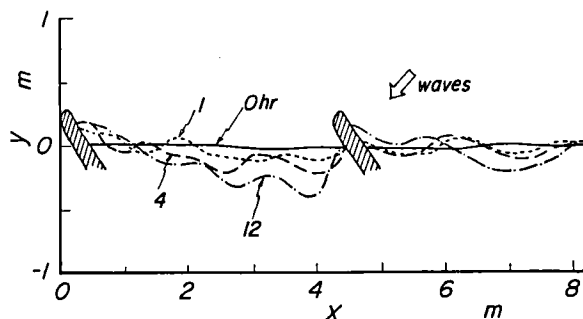


Run 6,  $\theta_o = 30^\circ$ ,  $T = 0.81 \text{ sec}$ ,  $S = 1/4$

図-3.6.14 汀線形状の時間的変化

### 3.6.3. 動的に安定な海浜の形成過程

動的に安定な海浜の形成については、前述した静的に安定な海浜の実験で上手側からの漂砂がヘッドランド先端を迂回して供給される海浜を選び、その平面形状と安定な海浜の形成過程について調べた。この実験に対応するのは表-3.6.1のうちRun 1と2が侵食性開漂砂海岸にヘッドランドを設置した場合であり、Run 9と10が養浜工とヘッドランドを組合せた場合である。

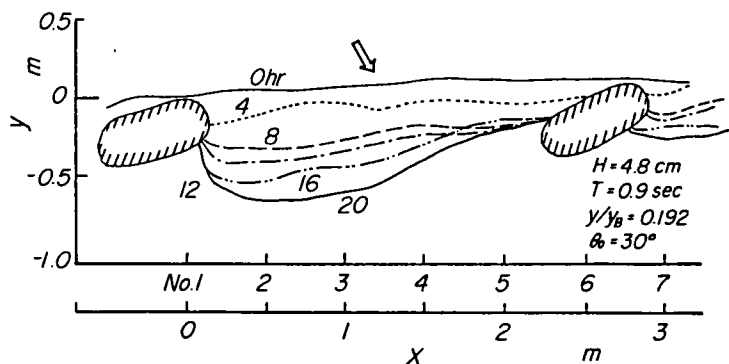


Run 7,  $\theta_o = 30^\circ$ ,  $T = 0.81 \text{ sec}$ ,  $S = 1/4$

図-3.6.15 汀線形状の時間的変化

#### (1) 侵食性開漂砂海岸にヘッドランドを設置した場合

図-3.6.17 は沖波波向が  $15^\circ$  および  $50^\circ$  の場合の無次元汀線形状を示したもので、波向が  $15^\circ$  の場合には汀線近くの波向が屈折によってほぼ汀線と直角になり、ヘッドランドにはさまれた汀線は円弧状に近くなっている。一方、波向が



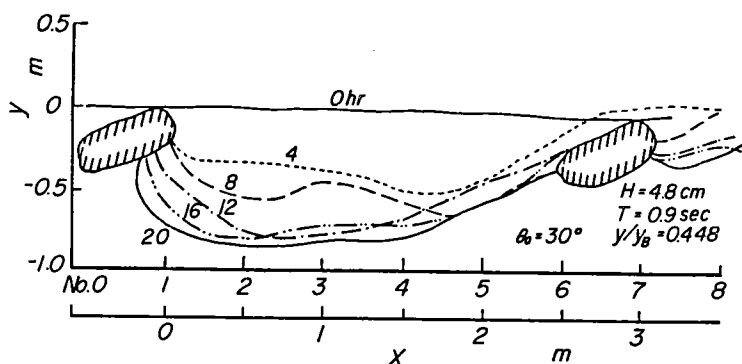
(a) Run 9-1 の場合

図-3.6.16 汀線形状の時間的変化 (1)

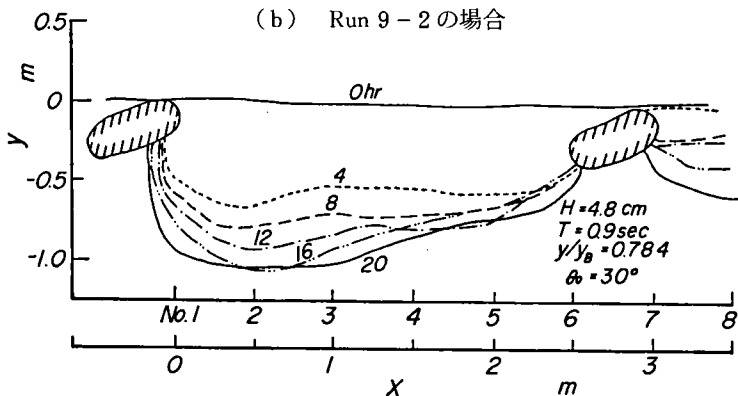
50°の場合にはヘッドランドによる回折波と入射波によって比較的らせん形状に近く、しかもヘッドランド間を結んだ線と下手側汀線にはさまれた角  $\theta_B$  は、静的に安定な海浜の形状を示すものより、約10°程度小さくなり、これは静的に安定な海浜に達する前に海域の沿岸漂砂の流入・流失のバランスがとれ、動的に安定な海浜になっていることを示しているといえよう。また、海浜断面形状についても、海域中央部付近では侵食性開漂砂海岸の場合と大差がないが、ヘッドランド付近では上手側からの漂砂の移動に伴って海浜勾配が緩くなっている。このように動的に安定な海浜は上手側海浜からの沿岸漂砂によってバランスがとれた平衡な海浜といえよう。

(2) 養浜工とヘッドランドを組合せた場合

Run 9は、上手側海浜の侵食土砂の移動によって涵養されている場合

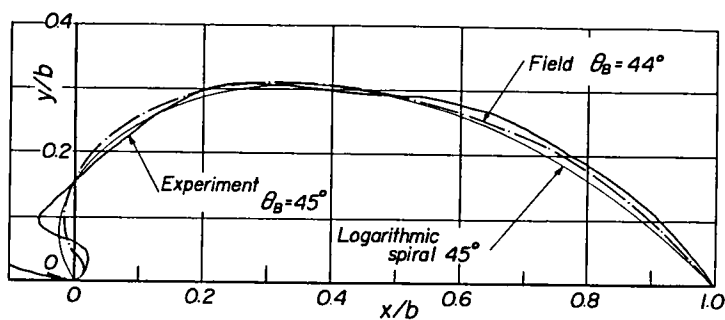


(b) Run 9-2 の場合

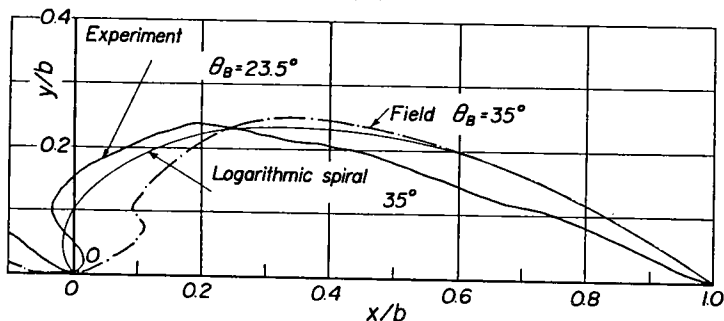


(c) Run 9-3 の場合

図-3.6.16 汀線形状の時間的变化(2)



(a)



(b)

図-3.6.17 動的に安定な海浜の無次元表示

であり、Run 10はヘッドランドを設置せずに養浜断面を作り、それに波を作用させてこの場合の全沿岸漂砂量を測定した後、再びヘッドランドを設置して初期養浜断面を作って波を作用させ、上手側ヘッドランドの上手から全沿岸漂砂量の1/2を供給したものである。これは実際海岸の大河川河口部付近などに見られる漂砂源が変

化した場合に対応するものといえよう。図-3.6.18は汀線形状の時間的変化を示したもので、汀線は上手側からの沿岸漂砂の堆積によって局所的に前進するが、時間の経過とともにしだいに後退して安定な海浜となる。

また、この動的に安定な海浜の汀線形状の無次元表示を示したものが図-3.6.19であって、前節の図-3.4.25に示す現地海岸の場合と同様に最大湾入率は0.2程度となっている。

以上のように、動的に安定な海浜は上手側海浜からの沿岸漂砂の供給に

よって、最大湾入率の値も静的に安定な海浜に比べて小さく、沿岸漂砂量に応じてその形状が形づくられるものといえよう。

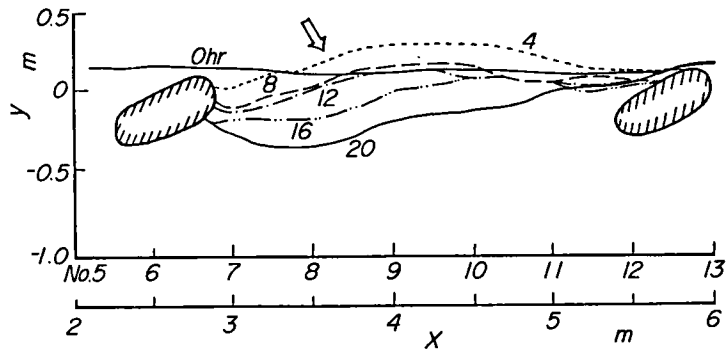


図-3.6.18 汀線形状の時間的変化

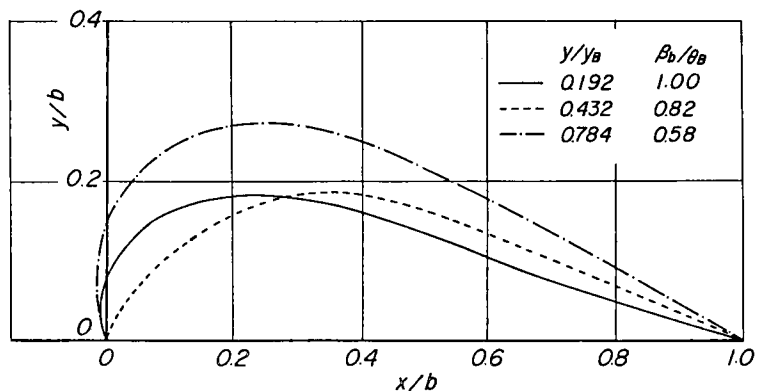


図-3.6.19 汀線形状の無次元表示

### 3.6.4 安定な海浜の形成条件

実験によって得られた安定海浜の形状特性について、波浪特性やヘッドランドの設置位置などの影響を調べて安定海浜の形成条件を考察する。

#### (1) 波浪特性の影響

安定海浜の形成時の汀線形状を無次元化し、波向および初期海浜勾配を一定にして波の周期ごとの変化を調べると図-3.6.20 および図-3.6.21のように、周期が大きくなるほど安定海浜の湾入が小さく、また沖波波形勾配と海浜の最大湾入率の関係においてもヘッドランドの間隔と波長の比によるが、一般に波形勾配の小さな波ほど海浜の湾入が小さくなる傾向にあり、海浜の湾入に及ぼす周期の影響が

大きいことを見出すことができる。  
 一方、周期を一定にして波向を変化させた場合には、Silvesterの結果<sup>44)</sup>と同様図-3.6.22に示すように、波向が安定海浜両端のヘッドランド先端を結ぶ線と直角に近く入射するほど、海浜の湾入が大きくなる傾向で、現地海岸の場合と同様である。

## (2) ヘッドランドの設置位置の影響

安定海浜の形状は、波浪特性のみならずヘッドランドの配置にも影響されるものと考えられるので、波向と周期を一定とし、ヘッドランドの間隔を変化させた場合について、無次元海浜形状を図-3.6.23に示す。これから同一周期の波であれば、ヘッドランドの間隔と沖波波長の比  $b/L_0$  の値が大きくなるほど、安定海浜の湾入は小さくなることからわかる。このことは波長の長い波ほど屈折作用によって、より汀線に直角に入射しやすくなることからヘッドランドの間隔の大小が大きく影響するものといえよう。さらに、ヘッドランドの設置角を侵食性開漂砂海岸の形成時における砕波波向に直角とした場合とそれより約  $25^\circ \sim 30^\circ$  大きくして設置した場合とでは、ヘッドランド上手側付近の汀線形状にかなりの相違を確認することができる。すなわち、図-3.6.24は両者の  $\theta_b$  の時間的変化を示すもので、ヘッドランドの設置角を侵食性開漂砂海岸の形成時における砕波波向に対して  $90^\circ$  以上にした

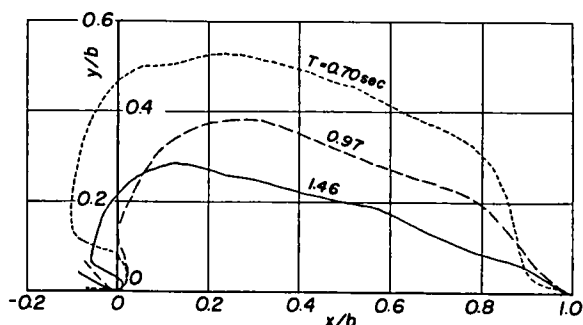


図-3.6.20 安定な海浜形状に及ぼす周期の影響

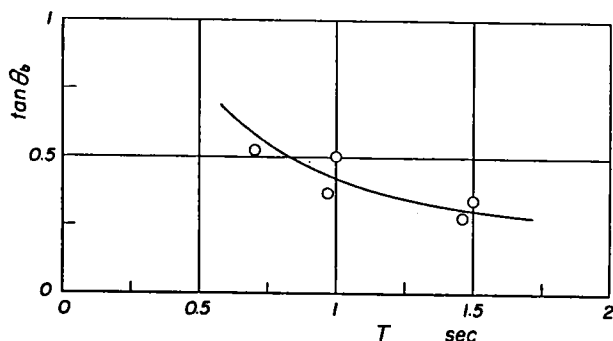


図-3.6.21 波の周期と  $\tan \theta_b$  との関係

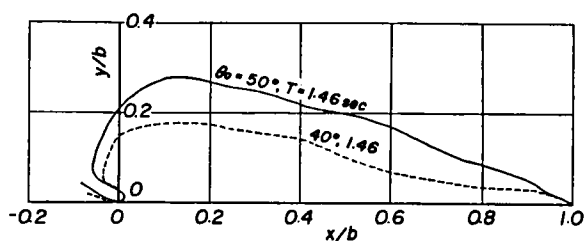


図-3.6.22 安定な海浜形状に及ぼす波向の影響

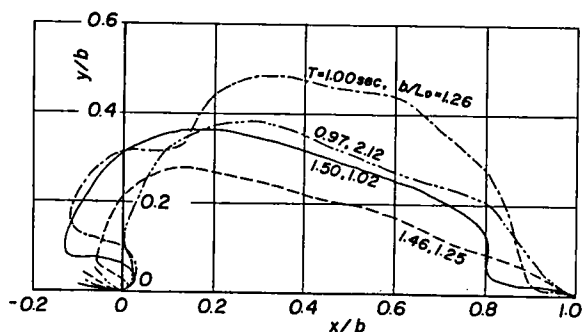


図-3.6.23 海浜形状に及ぼすヘッドランド間隔の影響

方が  $\theta_b$  の値は小さく、また、  
 図中に示す  $\theta_h$  は時間とともに  
 平衡状態に近づいている。この  
 ことは、ヘッドランドの前面付  
 近まで漂砂が堆積し、その汀線  
 の方向と波向が一致するようにな  
 ることを現し、ヘッドランドと  
 汀線との滑かな接続を可能に  
 していると考えられる。一方、  
 養浜工とヘッドランドを組合せ  
 た実験では、ヘッドランドを設  
 置しない場合の碎波位置を基準  
 としてヘッドランドの位置を変  
 化させ、その比  $y/y_B$  を変えて  
 実験を行い、造波 20 時間後の  
 汀線を比較したものが図- 3. 6.  
 25 であって、ヘッドランドの  
 位置が碎波点に近いほど安定海  
 浜の湾入が大きくなっている。  
 また、静的および動的に安定な  
 海浜について、最大湾入率とヘ  
 ッドランドの設置位置および碎  
 波帯幅の比  $y/y_B$  の関係は図-  
 3. 6. 26 に示すように、 $y/y_B$   
 の値が大きいほど海浜の湾  
 入も大きく、動的に安定な  
 海浜は静的に安定なそれよ  
 りも湾入率が小さくなってい  
 る。

### (3) 侵食土砂量の変化

侵食性開漂砂海岸および  
 安定海浜の形成時における  
 ヘッドランド間の侵食土砂量  
 を算定し、その時間的変化  
 を図-3.6.27に示す。これか

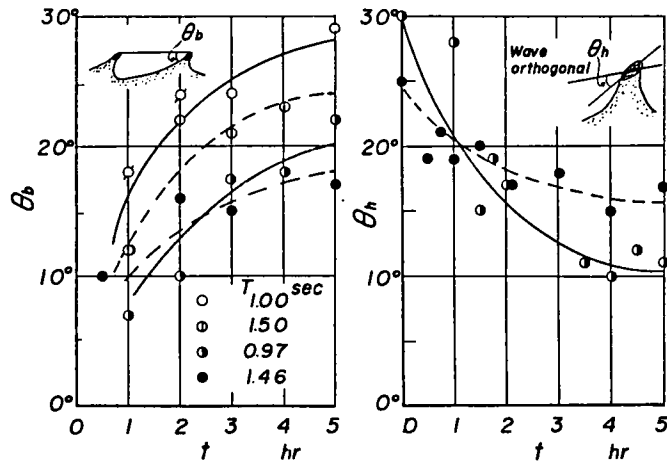


図- 3. 6. 24  $\theta_b$  および  $\theta_h$  の時間的变化

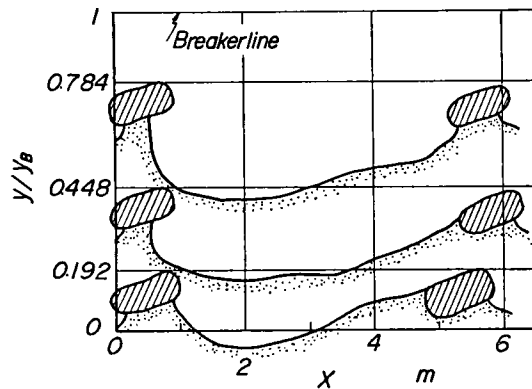


図- 3. 6. 25  $y/y_B$  の変化による  
安定海浜の形状

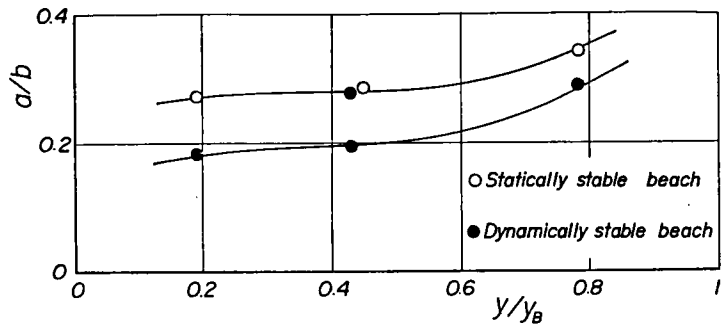


図- 3. 6. 26 最大湾入率と  $y/y_B$  との関係



ら侵食性開漂砂海岸の形成時における侵食土砂量に比べて、ヘッドランド設置後、安定海浜に移行する過程の侵食土砂量の変化は小さくなっている。さらに、ヘッドランドの間隔と波長の比に対する侵食土砂量の関係は図-3.6.28

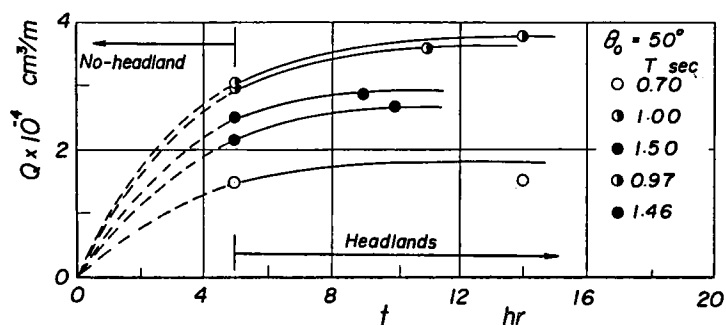


図-3.6.27 ヘッドランド間の侵食土砂量の時間的変化

のようであって、これからも侵食土砂量はヘッドランドの設置によって急減するとともに、 $b/L_0$ が大きくなるほど侵食土砂量は少なくなり、海浜中央部付近の侵食土砂がトンボロの形成に寄与するとともに、海域外への流失が防止されるためと思われる。一方、養浜工とヘッドランドを組合せた場合の侵食土砂量は、前述のようにヘッドランドの設置位置によって安定海浜の湾入も相違することを明らかにしたが、それと同じく図-3.6.29のようにヘッドランドの設置位置が碎波点に近づくほどその値が小さくなっている。これは養浜砂が沿岸方向に輸送されるのをヘッドランドによって阻止されており、碎波帯に残留して水深が浅くなることによるものであろう。また、養浜時における静的および動的に安定な海浜の侵食土砂量についても、その海浜形状特性と同じく静的に安定な海浜では、動的に安定なそれに比べて侵食土砂量が大きくなっている。

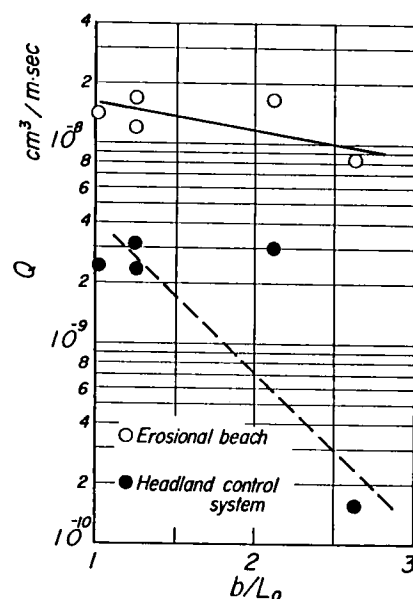


図-3.6.28  $b/L_0$ と侵食土砂量との関係

### 3.7 結 語

以上、3.1においては、砂浜海岸を漂砂の動態に基づいて分類して、その形状および底質特性を明らかにするとともに、自然海岸に見られる安定と考えられる海岸の形状特性に基づいて、海岸侵食制御への適用性を考慮して安定海浜の形成に関する実験を行い、その形成過程を究明した。得られた結果を要約すれば、次のようである。

まず、3.1では、わが国における砂浜海岸の現状を

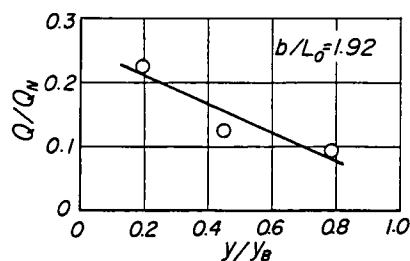


図-3.6.29 養浜土砂量に対する侵食土砂量の比とヘッドランド設置位置の関係

述べ、自然環境の変化に伴って砂浜海岸がしだいに消失しつつあり、とくに大都市周辺では各種構造物によって保全された人工海岸の割合がきわめて大きくなっていることを述べるとともに、砂浜海岸の有効な消波機能を海岸防災上も活用すべきことを強調した。

**3.2** では、砂浜海岸を漂砂海岸としてとらえ、いわゆる岩石海岸および崖海岸に内包される規模の小さな砂浜もとりあげて考察した。この岩石海岸に内包されるような小規模な砂浜海岸は、一般にポケットビーチと呼ばれるが、これは背後地の侵食によって形成されるものが多く、その底質特性においても海域から漂砂の流入・流失が少ない比較的安定した海岸であることを示した。崖海岸はいわゆる軟岩から構成された海岸であって、崖の侵食によって砂浜が形成される。崖海岸の侵食は岩石海岸と相違して、その年平均後退量はわが国では約1mにも及んでおり、千葉県屏風ヶ浦海岸の崖侵食土砂が九十九里海岸の漂砂源の1つとなっていることもよく知られている。兵庫県東播海岸も崖侵食は大きいですが、潮流が激しいためにその侵食土砂の砂浜形成への寄与は、底質の粒度分析からも比較的小さいことを明らかにした。このように、岩石および崖海岸は小規模な砂浜海岸を内包して、海岸土砂は背後地の侵食土砂によって構成されるのが一般であり、海崖の侵食過程も類似している。

一方、砂浜海岸は大規模および小規模砂浜海岸に分けられ、大河川河口部に大規模砂浜海岸が多く見られるものの、最近の自然環境変化に伴う海岸侵食が目立っている。河川の上流域に築造されたダム群による堆砂や河道部の砂利採取および河口部付近の海岸・港湾構造物の築造が海岸土砂収支の不均衡を招き、海岸侵食の大きな要因となっている。これに対して、小規模砂浜海岸は比較的安定した海岸であって、その平面形状も岩石・崖海岸に内包されるポケットビーチと同様に、その形状は円弧で近似されるが、ヘッドランドによって沿岸漂砂が阻止されない海岸も存在する。その場合の平面形状は円弧状とはならないが、基本的にはポケットビーチと同様に表示できうることを明らかにした。

**3.3** では、漂砂の動態に基づいて砂浜海岸を分類し、海岸土砂収支の観点から漂砂系を考慮すると、閉漂砂海岸、擬閉漂砂海岸および開漂砂海岸に分けることができることを述べた。それぞれの分類した海岸のなかにおいて、平衡、侵食性および堆積性海岸と組合せて細分類することができる。閉漂砂海岸は長期的に海域への漂砂の流入・流失がなく、海浜変形も長期的に発生せず、安定で平衡な海岸である。擬閉漂砂海岸は広域的に漂砂の流入・流失がある場合とない場合、また、海浜も比較的安定で平衡な場合と不安定な侵食および堆積領域が顕在化する場合とがある。その原因は、流入河川からの流送土砂の変化や海岸・港湾構造物の築造によって、漂砂系が変化することから生ずる。さらに、開漂砂海岸は漂砂の流入がある場合とない場合でも、それ以上に流失すれば、海岸全域が侵食されて海浜は侵食型不安定となるが、逆に漂砂の流入のみで流失がない場合は堆積型不安定の開漂砂海岸となる。これらそれぞれの海岸について、海浜変形を表す指標として長期的な汀線変化によって、わが国各地の海岸を例として示した。

**3.4** では、砂浜海岸の形状特性を明らかにするため、汀線形状および海浜断面形状について考察した。まず、実際海岸の汀線形状は、わが国および諸外国の海浜についても、その規模や地理的条件が相違するにもかかわらず、相似性が存在することを明らかにした。また、安定な形状を示す海岸は、沿岸漂砂がある場合とない場合とに分けられ、前者を動的に安定な海浜、後者を静的に安定な海浜として定義し

た。その特性を検討した結果、海浜に対する入射波の波向と海浜の下手側における汀線の傾きが、前者の場合はほぼ一致するのに対して、後者では海浜の湾入率が小さく、それが沿岸漂砂量に依存して変われることを明らかにした。

また、海浜断面形状も閉漂砂海岸では、一般に海浜勾配は大きいですが、その形状に大きな変動が見られず、これに対して擬閉漂砂海岸では、海浜勾配が急で、断面形状の変化が小さな領域と沿岸砂州の発達した断面形状の変化が激しく、比較的海浜勾配の緩い領域の両者から成っていることを示し、さらにこの原因が来襲波浪の沿岸方向分布と密接に関係していることを明らかにした。一方、開漂砂海岸は、その断面形状から急勾配および緩勾配海岸に分けられ、急勾配侵食性海岸では、入射波がほとんどそのまま汀線付近まで到達して、侵食の要因となっている。一方、緩勾配海岸では、入射波は沖合で砕波するが、沿岸砂州の沿岸方向への移動によって、断面形状に大きな変動を示す場合と、沿岸砂州の位置がほとんど固定していて、断面形状がほとんど変動しない場合のあることを明らかにし、Short らが示した海浜断面形状の変化に基づく海浜の分類と対比して考察することができた。

3.5 では、砂浜海岸の底質特性について、分類した砂浜海岸ごとに検討した。すなわち、ポケットビーチで代表される閉漂砂海岸は、一般に海浜の中央部付近から両端のヘッドランドの方向へ向う底質特性の沿岸方向分布が存在し、漂砂の卓越移動方向も同様であること、また底質粒径と海浜勾配の関係には、粒径の大小にかかわらず、一般に海浜勾配が急で、ヘッドランドによる影響が大きく現れることを明らかにした。擬閉漂砂海岸は一般に閉漂砂海岸および開漂砂海岸の両者の特性をもち、沿岸方向にも複雑な底質特性の分布を示し、流入河川や各種構造物に影響されることを明らかにした。一方、開漂砂海岸では、一般に沿岸漂砂の方向に向って、その底質特性が変化し、粒径が小さくなるに従って淘汰の状態も良くなっていることを示した。

また、底質粒径と海浜勾配との関係では、急勾配侵食性海岸と緩勾配侵食性海岸によって相違し、前者は勾配も大きく、したがって粒径も大きいこと、後者では勾配、粒径ともに小さくなっていることを示し、これらは来襲波浪のエネルギーフラックスの分布に依存することを明らかにした。また、底質特性を規格化してその沿岸方向分布を調べると、閉漂砂海岸では、入射波の波向とヘッドランドを結んだ線と下手側汀線のはさむ角との比  $\beta_b/\theta_B$  の値が、1 付近であれば海浜の中央部にピークをもつ単峯型の分布形を示すのに対して、1 以下の場合では海浜の両端付近にピークをもつ双峯型、1 以上では入射波の波向に対する上手側海浜に1つのピークをもつ単峯型の分布形を示すことを明らかにした。さらに、開漂砂海岸では漂砂源、あるいは沿岸漂砂の上流端で最大値を示し、しだいに沿岸漂砂の下手側に向って漸減し、河川を漂砂源とする場合によくみられる実例に対応することを述べた。

さらに、3.6 では、3.4 で明らかにした自然海岸の安定な海浜形状に基づいて、安定海浜の形成過程とその形成条件を実験的に究明した。この場合、沿岸漂砂の有無によって静的および動的に安定な海浜に分けたが、前者の海浜は後者に比べて、実験においても海浜の湾入率が大きく、後者の場合は沿岸漂砂量の多少によってその湾入率が変化することを明らかにすることができた。また、入射波の波形勾配が小さな波ほど、海浜の湾入率も小さく、波向が安定海浜両端のヘッドランド先端を結ぶ線と直角に近く入射するほど、海浜の湾入率も大きくなることを見出した。このほか、安定な海浜の形成にはヘッドラ

ンドの設置位置も影響して、海浜の湾入の程度はヘッドランドの間隔と沖波波長の比  $b/L_o$  の値が大きくなるほど小さくなり、またヘッドランドの設置角は、碎波波向に対して約  $120^\circ$  程度にすると、汀線とヘッドランドの接続が滑らかとなることなど、海岸侵食制御への適用において、安定な海浜を造成する場合の規範となる事実を見出すことができた。このような方法によれば、ヘッドランド設置に伴って海域の侵食土砂量を設置前の侵食性開漂砂海岸の場合よりも減少させることができ、ヘッドランドの間隔と沖波波長との比が大きくなるほど、その効果を増大させることができることを明らかにした。

以上、実際海岸における漂砂の動態に基づいて砂浜海岸を分類し、それぞれの海岸の形状および底質特性を明らかにするとともに、安定海浜の形成条件を実験的に明らかにすることができたので、本研究で得られた安定海浜に関する知見を生かすことによって、海岸侵食制御への1つの方法論とすることも可能であろう。

### 参 考 文 献

- 1) 環境庁編：自然環境保全基礎調査，1980.
- 2) 田中則男：日本沿岸の漂砂特性と沿岸構造物築造に伴う地形変化に関する研究，港湾技研資料，No. 453，1983，pp. 1 - 148.
- 3) 運輸省第3港湾建設局：大阪湾南部海岸性状調査報告書，1979，pp. 367 - 379.
- 4) Johnson, D.W. : Shore processes and shoreline development, Hafner Publ., 1965, pp. 159 - 456.
- 5) King, C.A.M. : Beaches and coasts, second edition, Edward Arnold, 1972, pp. 403 - 416.
- 6) Shepard, F.P. : Submarine geology, third edition, Harper & Row Publ., 1973, pp. 102 - 122.
- 7) 渡辺 光：地形学，古今書院，1962，pp. 270 - 313.
- 8) 豊島 修・奥田光男・武藤徳一：福島県海岸の侵食と海岸特性について，第20回海岸工学講演会論文集，1973，pp. 507 - 512.
- 9) 久田安夫・飯島昭義・田中則男・田村 勇：砂浜等を有する人工島の計画および設計法に関する研究，第23回海岸工学講演会論文集，1976，pp. 597 - 601.
- 10) 真嶋恭雄：海岸線の安定形状について，第6回海岸工学講演会講演集，1959，pp. 63 - 72.
- 11) 真嶋恭雄：可動物質海岸の平面形状の変化と安定，第20回海岸工学講演会論文集，1973，pp. 345 - 350.
- 12) Sunamura, T. : Coastal cliff erosion due to waves — Field investigations and laboratory experiments —, Jour. the faculty of engineering, the University of Tokyo, Vol. XXXI, No. 1, 1973, pp. 1 - 38.
- 13) 豊島 修：海崖侵食の現況とその対策，第21回海岸工学講演会 — 海崖侵食に関するシンポジウム — , 1974, pp. 1 - 8.

- 14) 堀川清司・砂村継夫：航空写真による海蝕崖の後退に関する研究，第14回海岸工学講演会講演集，1967，pp.187－195.
- 15) 堀川清司・砂村継夫：千葉県屏風ヶ浦の海岸侵食について — 航空写真による海蝕崖の後退に関する研究・第2報 — ，第16回海岸工学講演会講演集，1969，pp.137－145.
- 16) 建設省近畿地方建設局：東播海岸調査報告書，昭和34年・昭和35年・昭和36年.
- 17) 土屋義人：海岸土砂収支と海浜変形，1973年度水工学に関する夏期研修会講義集，土木学会水理委員会，1973，pp.B-3-1～B-3-19.
- 18) 小池一之：砂浜海岸線の変化について（予報），地理学評論，Vol.47，No.11，1974，pp.719－725.
- 19) 橋本 宏：海岸侵食について，土木技術資料，第16巻，9号，1974，pp.441－446.
- 20) 田中則男：汀線変化の変遷，1978年水工学に関する夏期研修会講義集，土木学会水理委員会，1978，pp.B-4-1～B-4-21.
- 21) 細井正延：河口周辺の海岸侵食について，第23回海岸工学講演会論文集，1976，pp.279－283.
- 22) 土屋義人その他：土砂の流送・運搬に伴う自然環境変化に関する研究（研究代表者石原藤次郎），1975，pp.25－30.
- 23) 田中則男・小笹博昭・小笠原 昭：海浜変形調査資料（第1報），航空写真による汀線変化の解析（東日本編），港湾技研資料，No.163，1973，pp.1－95.
- 24) 田中則男・小笹博昭：海浜変形調査資料（第2報），航空写真による汀線変化の解析，港湾技研資料，No.192，1974，pp.1－106.
- 25) 田中則男・小笹博昭・蜂須賀和吉・三好英一：海浜変形調査資料（第3報），航空写真による汀線変化の解析，港湾技研資料，No.266，1977，pp.1－158.
- 26) 建設省中部地方建設局浜松工事事務所：天竜川下流河道計画報告書，1971，pp.1－307.
- 27) Inman, D.L. and C.E. Nordstrom : On the tectonic and morphologic classification of coast, Jour. Geology, Vol.79, No.1, 1971, pp.1－21.
- 28) 岩垣雄一：海岸侵食論，1966年度水工学に関する夏期研修会講義集，土木学会水理委員会，1966，pp.B-1～B-17.
- 29) Inman, D.L. and J.D. Frautschy : Littoral processes and the development of shorelines, Coastal Engg., Santa Barbara, Speciality Conf., 1965, pp.511－536.
- 30) Tanner, W.F. : The equilibrium beach, Trans. A G U, Vol.39, No.5, 1958, pp.889－891.
- 31) 橋本 宏：河口部海岸線の変化特性，土木技術資料，Vol.17, No.10, 1975, pp.22－27.
- 32) Komar, P.D. : Computer models of delta growth due to sediment input from rivers and longshore transport, Geo. Soci. Ameri. Bull., Vol.84, 1973, pp.2217－2226.

- 33) 近藤俊郎・谷野賢二：イタンキ海岸の海浜変形過程，第25回海岸工学講演会論文集，1978，  
pp. 260 - 263.
- 34) 堀川清司・砂村継夫・鮎川 登：新信濃川とその河口海岸，土砂の流送・運搬に伴う自然環境変化に関する研究（研究代表者石原藤次郎），1975， pp. 69 - 70.
- 35) 堀川清司・砂村継夫：千葉県九十九里海岸における漂砂の卓越方向に関する研究，第18回海岸工学講演会論文集，1971， pp. 417 - 421.
- 36) Wright, L.D. : Beach cut in relation to surf zone morphodynamics, Proc. 17th Coastal Engg. Conf., 1980, pp. 978 - 996.
- 37) Short, A.D. : Wave power and beach-stages : a global model, Proc. 16th Coastal Engg. Conf., 1978, pp. 1145 - 1162.
- 38) Wright, L.D. · B.G. Thom and J. Chappell : Morphodynamic variability of high-energy beaches, Proc. 16th Coastal Engg. Conf., 1978, pp. 1180 - 1194.
- 39) Dean, R.G. and E.M. Maurmeyer : Beach cusp at point Reyes and Drakes bay beaches, California, Proc. 17th Coastal Engg. Conf., 1980, pp. 863 - 884.
- 40) Lewis, W.V. : The evolution of shoreline curves, Proc. Geol. Assoc., No. 49, 1938, pp. 107 - 127.
- 41) Yasso, W.E. : Plan geometry of headland-bay beaches, Jour. Geol., Vol. 73, 1965, pp. 702 - 714.
- 42) Johnson, J.W. : Nearshore sediment movement-central california coast, Coastal Engg., Santa Barbara, Speciality Conf., 1965, pp. 537 - 559.
- 43) Silvester, R. : Coastal Engineering, 2, Elsevier, 1974, pp. 71 - 89.
- 44) Silvester, R. : Headland defense coasts, Proc. 15th Coastal Engg. Conf., 1976, pp. 1394 - 1406.
- 45) Chew, S.Y. · P.P. Wong and K.K. Chin : Beach development between headland breakwater, Proc. 14th Coastal Engg. Conf., 1974, pp. 1399 - 1418.
- 46) Robinson, L.A. : The morphology of the north-east Yorkshire coastline, Z. Geomorph. N.F., Vol. 20, No. 3, 1976, pp. 331 - 349.
- 47) Rea, C.C. and P.D. Komar : Computer simulation models of a hooked beach shoreline configuration, Jour. Sedimentary Petrology, Vol. 45, No. 4, 1975, pp. 866 - 872.
- 48) 田中常義・野呂清司・末広忠雄・宇多高明：海浜変形モデルの人工海浜計画への応用，第25回海岸工学講演会論文集，1978， pp. 213 - 217.
- 49) 松岡道男・越智 裕：汀線変化予測モデルの適用性の検討，第26回海岸工学講演会論文集，1979， pp. 220 - 224.
- 50) 田中則男・小笠原 昭・小山内英雄：養浜工に関する研究(1)，港湾技研資料，No. 260，

- 1977, pp.1 - 86.
- 51) 田中則男・小山内英雄：養浜工に関する研究(2), 港湾技研資料, No. 326, 1979, pp.1 - 50.
- 52) 鈴木哲則：皆生海岸における波浪特性に関する研究, 鳥取大学工学部卒業論文, 1974.
- 53) 運輸省第三港湾建設局神戸調査設計事務所：昭和48・昭和49年管内波浪観測台帳, 1974, 1975.
- 54) 海上保安庁燈台部：燈台気候表, 1964, pp.1 - 23.
- 55) Davis, J.L.: Geographical variation in coastal development, Longman Inc., New York, 1977, pp.136 - 140.
- 56) Radok, R.: Australia's coast, Rigby Lim., 1977.
- 57) Wiegel, R.L.: Oceanographical Engineering, Prentice Hall, 1964, pp.341 - 388.
- 58) Johnson, J.W.: Scale effects in hydraulic model involving wave motion, Trans. A G U., Vol.30, No. 4, 1949, pp.517 - 525.
- 59) 堀川清司・砂村継夫・近藤浩右・岡田 滋：波による二次元汀線変化に関する一考察, 第22回海岸工学講演会論文集, 1975, pp.329 - 334.
- 60) 尾崎 晃・渡辺 揺：波による二次元汀線変化の相似に関する実験的研究, 第23回海岸工学講演会論文集, 1976, pp.200 - 205.
- 61) 尾崎 晃・曳田信一：波による二次元汀線変化の相似に関する実験的研究(続), 第24回海岸工学講演会論文集, 1977, pp.167 - 169.
- 62) 榎木 亨・出口一郎・岡田 学：二次元海浜の砕波帯における漂砂移動について, 第26回海岸工学講演会論文集, 1979, pp.167 - 171.
- 63) 茂木昭夫：日本の海浜型について, 地理学評論, Vol.36, No. 4, 1963, pp.245 - 266.
- 64) 久保雅史・戸巻昭三：海浜横断面の平衡点について, 第28回海岸工学講演会論文集, 1981, pp.247 - 250.
- 65) 静岡県：田子の浦港海岸侵食対策調査報告書, 昭和47年3月.
- 66) 新潟県土木部：新潟海岸の欠損について, 1960.
- 67) 橋本 宏・宇多高明：阿字ガ浦における海浜過程(第1報), 第23回海岸工学講演会論文集, 1976, pp.245 - 249.
- 68) Short, A.D.: Beach response to variations in breaker height, Proc. 17th Coastal Engg. Conf., 1980, pp.1016 - 1035.
- 69) Handin, J.W.: The geological aspects of coastal engineering, Proc. 1st Coastal Engg. Conf., 1950, pp.133 - 136.
- 70) 土木学会編：海岸保全施設設計便覧(改訂版), 1969, pp.91 - 115.
- 71) Sunamura, T. and K.Horikawa: Improved method for inferring the direction of littoral drift from grain size properties of beach sand, Ann. Rep. of Eng. Res.

- Inst., Univ. of Tokyo, Vol. 31, 1972, pp. 61 - 68.
- 72) 中山正民：熊野浦海岸における海浜堆積物について，地理学評論，Vol. 35, No. 12, 1962, pp. 605 - 617.
- 73) Lane, E.W. and E.J. Carlson : Some observation of the effect of particle shape on the movement of coarse sediment, Trans. A G U, Vol. 35, No. 3, 1954, pp. 453 - 462.
- 74) Bascom, W.N. : The relationship between sand size and beachface slope, Trans. A G U, Vol. 32, No. 6, 1951, pp. 866 - 874.
- 75) 白井 亨・土屋義人：大潟海岸の漂砂源について，第28回海岸工学講演会論文集，1981, pp. 251 - 255.
- 76) 長友文昭・副島 毅・鶴谷広一・田中則男：志布志海岸の海浜変形と漂砂，第26回海岸工学講演会論文集，1979, pp. 257 - 261.
- 77) 佐藤昭二・入江 功・堀江 毅：富山海岸における漂砂源と卓越方向について — 海岸踏査と底質分析とによる検討 — ，第17回海岸工学講演会論文集，1970, pp. 297 - 304.
- 78) 岡本隆一・小島圭二・椎葉元則：富山湾における海岸礫の移動，第17回海岸工学講演会論文集，1970, pp. 305 - 310.
- 79) 財団法人防災研究協会：宮崎海岸の海浜過程の予測と対策，昭和55年3月，pp. 17 - 35.
- 80) 建設省北陸地方建設局黒部工事事務所：富山湾沿岸下新川海岸調査報告書，昭和42年11月，pp. 137 - 146.
- 81) 服部昌太郎・鈴木隆介・佐藤敏夫：遠州海岸中央部の海浜変形と漂砂，第21回海岸工学講演会論文集，1974, pp. 127 - 134.
- 82) 土木学会編：水理公式集，昭和46年度改訂版，1971, pp. 543 - 544.
- 83) King, C.A.M. : Beaches and Coasts, Edward Arnold, 1972, pp. 314 - 363.
- 84) 中山正民：礫浜における堆積物の諸性質について，地理学評論，Vol. 38, No. 2, 1965, pp. 103 - 120.
- 85) 土屋義人・R. Silvester・芝野照夫：安定海浜工法による海岸侵食制御について，第26回海岸工学講演会論文集，1979, pp. 191 - 194



## 4. 砂浜海岸の変遷と変動に関する実証的研究

### 4.1 概 説

わが国の最近における海岸線近傍における地形変動は、波浪を主体とした外力のみならず、従来より海岸付近の地形を維持してきた流入河川からの流送土砂が、河川流域の開発に伴う河川改修などによって減少してきたこと、さらに、沿岸域の高度な土地利用と相まって海岸・港湾構造物が各地に築造され、それらによる沿岸漂砂の阻止や海岸堤防をはじめとする各種の海岸防禦施設による沖方向漂砂の増大などによって、海岸土砂収支のバランスが崩れ、とくに、大河川河口部海岸などでは海岸侵食が大きな問題として取り上げられてきている<sup>1)</sup>。

さらに、海岸侵食の問題は、最近海浜の有効な利用という観点においても重要視され、従来の国土保全の立場のみならず自然環境の保全の問題としても大きくクローズアップされてきた。その対策として、最近では従来からの海岸堤防などによるいわゆる線の防護方式から離岸堤、養浜工法など積極的に砂浜を造成し、外力に対して柔軟性のある対応ができるような面的防護方式<sup>2)</sup>へと海岸保全工法の考え方も変化しつつある。また、この考えのひとつであるサンドバイパス工法<sup>3), 4)</sup>が最近わが国においても沿岸漂砂の連続性を確保するため、ようやく実施されつつある。このように、海岸保全の問題も新しい時代に入ってきたといえよう。

ここでは、このような海岸侵食の問題を自然環境の変化としてとらえ、最近における実測資料と旧来の文献あるいは口碑伝記として残されている古い時代の海岸付近の地形を含めて、砂浜海岸における長期間にわたる海岸地形の変遷とその特性を、前章で提案した漂砂の動態に基づく海岸地形の分類に従って実証的に究明する。

まず、4.2 では3.で分類した砂浜海岸のうち、海岸土砂収支が1つの海域内で収支し、しかも漂砂源が存在しないか、あるいは消滅してしまった海岸の例として、和歌山県白良浜および山口県室積海岸をとりあげる。また、広域的にも漂砂の保存系を形成しつつ、個々の海浜もそれぞれ独立した漂砂系をもっている琵琶湖北西岸の萩の浜について、その変遷と特性を究明して考察し、閉漂砂海岸の地形特性を明らかにする。ついで、4.3 では擬閉漂砂海岸の実例として新潟県直江津・大潟海岸を例としてとりあげ、歴史的な海岸地形の変遷とともに港湾構造物の築造に伴って、海岸地形の特性が擬閉漂砂海岸へと変化した原因と過程をも含めた地形の変動特性を究明する。4.4 では、沿岸漂砂が海域内から流失し、常に海岸侵食の脅威にさらされている開漂砂海岸の例として、富山県下新川海岸の変遷とその変動特性を歴史的な海岸地形の変化とともに、人為的な作用によって海岸侵食が助長されてきた過程を含めて、海岸侵食の実態とその特性を究明する。さらに4.5 では、漂砂の動態に基づいてこれら3つに分類した砂浜海岸の変遷の特性をとりまとめ、海岸・港湾構造物などの築造に対するそれぞれの海岸の特徴を総括的に述べて結語とする。

## 4.2 閉漂砂海岸の変遷と変動

閉漂砂海岸は、漂砂とくに沿岸漂砂がある海域内に限られているもので、その海域内の土砂収支がほぼ均衡し、しかも漂砂の供給が存在しないか、存在しても海浜過程にほとんど影響を及ぼさない海岸である。このような海岸は、その形成過程から顕著な漂砂源が存在しない海岸と人工構造物の築造に伴って漂砂源が消滅した海岸とにも分けられる。

ここでは、顕著な漂砂源が存在しない海岸として和歌山県白浜町白良浜を、また漂砂源が存在しても、現在あまりその役割を果たしていない海岸として琵琶湖西岸の萩の浜をとりあげる。次に、漂砂源が人工構造物の築造に伴って消滅し、閉漂砂海岸に変化した例として、山口県室積海岸の変遷特性について考察する。

### 4.2.1 和歌山県白良浜

白良浜<sup>5)</sup>は和歌山県西牟婁郡白浜町にあって、鉛山湾に属し、湯崎、権現崎の岩礁地帯に囲まれた長さ約450m、幅約50mの白砂の美しい浜で、図-4.2.1に示すように典型的なポケットビーチとなっている。この浜は鉛山湾を経て、紀伊水道の南端に位置して太平洋に面しているため、夏期には台風により、また冬期には季節風による強風と高波浪の影響を受けており、また、高潮や津波の影響も少なくない。

白良浜は1945年当時まで現在のような海岸堤防や護岸はなく、その背後地は浜砂と同質の砂から構成された小規模な砂浜と畑地が広がっており、また、大正年間には浜砂を硝子製造のための原材料として採取し、大阪方面へ売却していたといわれている。

また、この浜への流入河川は、浜の南端付近に寺谷川が流入しているが、小さな河川であって漂砂の供給源としての寄与は小さく、とくに最近のように都市化が進んだ現状では砂浜への漂砂の供給は皆無となっており、漂砂源がほとんど存在しない海岸といってよいであろう。

#### (1) 来襲波浪の特性

白良浜における直接の波浪観測結果がないため、ここでは周辺海域で観測された結果から、その波浪特性を考察する。まず、波浪観測が実施されているのは、白良浜から約20km南の周参見漁港、田辺湾南西端にある京都大学防災研究所附属白浜海象観測所の海洋観測塔および約25km北方にある御坊の3地点である。このうち周参見漁港と御坊では、冬期季節風時の波浪がその地形から遮閉されるため、白良浜における冬期の波浪を推定するためには有効ではない。しかし、海洋観測塔では夏期の台風時の波浪が遮閉されるので、季節によって夏期の台風時には御坊、冬期季節風時には海洋観測塔における観測結

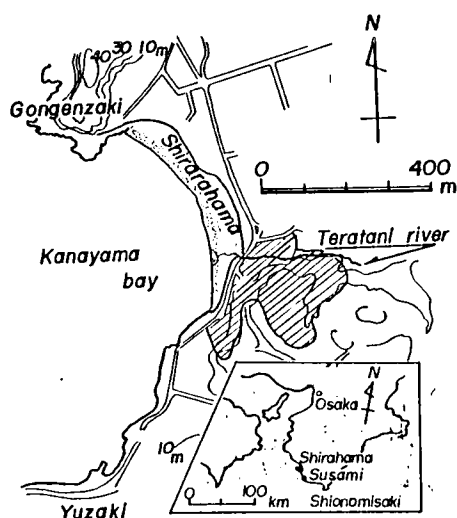


図-4.2.1 和歌山県白良浜の位置図

果が用いられるであろう。一方、来襲波浪の波向については、図-4.2.2に示す風配図から冬期季節風時にNW～W方向、夏期の台風時にはSW～WNW方向であることがわかるが、波浪の周期は図-4.2.3に示す台風時および冬期季節風時の観測結果からも明かなように、台風時には12～14 sec、冬期季節風時には6～8 secとして、白良浜を含む鉛山湾における波浪の屈折特性を検討する。この海底地形はきわめて複雑であり、かつ対象とする波浪の周期が6～8 sec および 12～14 sec というように広範囲であるため、十分広領域について波の屈折特性を究明しておく必要がある。しかし、通常のように沖波波長の1/2程度の水深より浅い海域に対して屈折図を画く代わりに、水深40 m 付近からの海域を対象とすることにした。

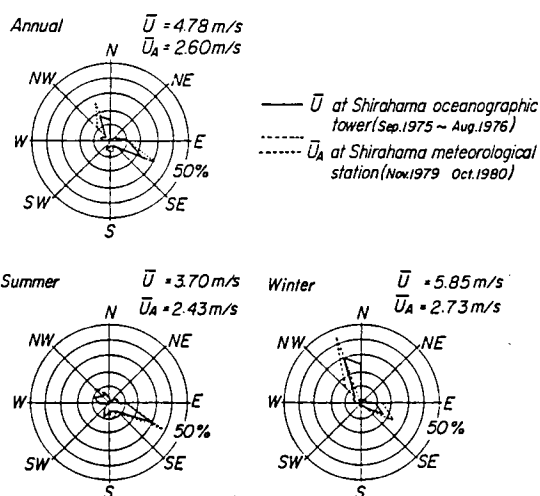


図-4.2.2 白浜付近における風配図

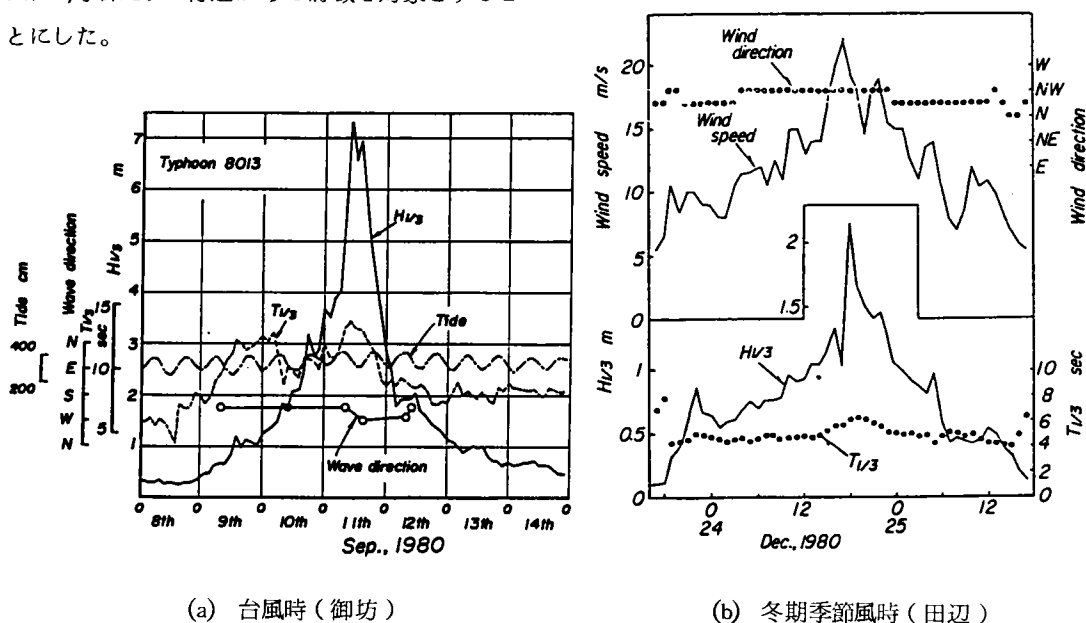
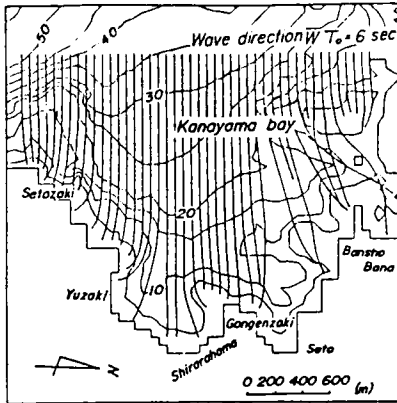


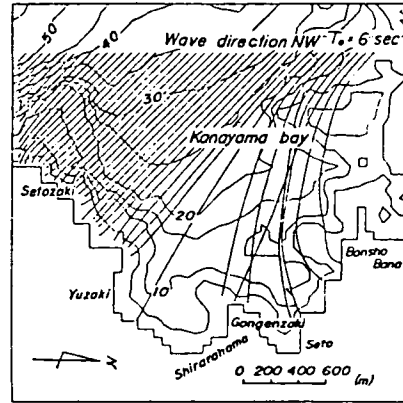
図-4.2.3 来襲波浪の経時変化の例

このようにして計算した屈折図を図-4.2.4, 4.2.5, 4.2.6 および 4.2.7 に示す。

まず、周期6 sec および 8 sec の季節風時の波浪の場合で、いずれも波向WおよびWNWのときには、白良浜に侵入する波向線はほとんど同じ傾向を示し、波向線間隔が広がり波が分散するが、波向NWの場合には、この傾向はさらに著しく、波向線間隔は急激に広がって屈折による波高の減少が期待される。いいかえれば、波向NWの場合には、より波浪が侵入し難い傾向にある。しかし、湯崎付近には直接波

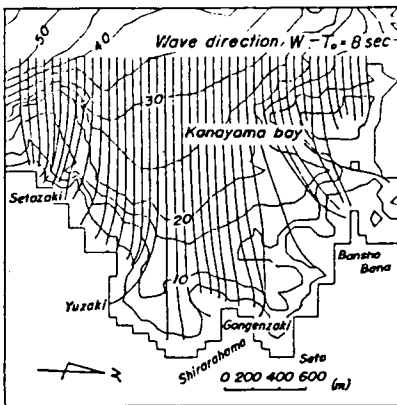


(a) 波向W

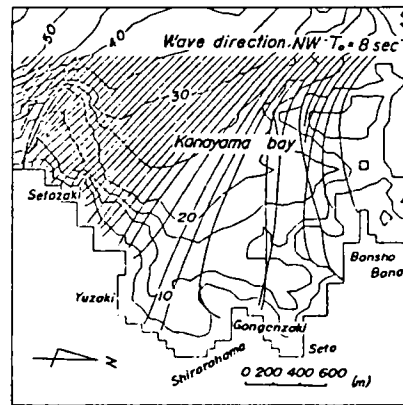


(b) 波向NW

図-4.2.4 鉛山湾の屈折図(周期6 secの場合)

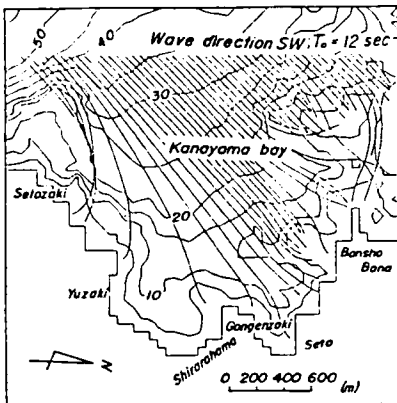


(a) 波向W

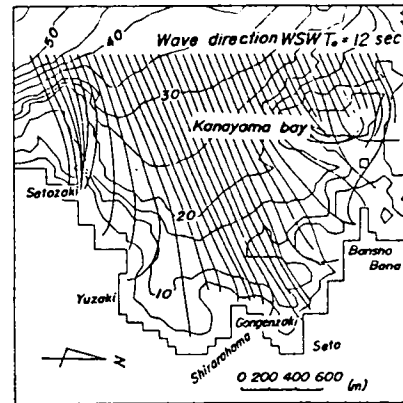


(b) 波向NW

図-4.2.5 鉛山湾の屈折図(周期8 secの場合)

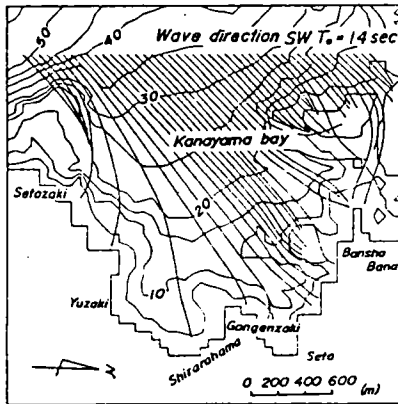


(a) 波向SW

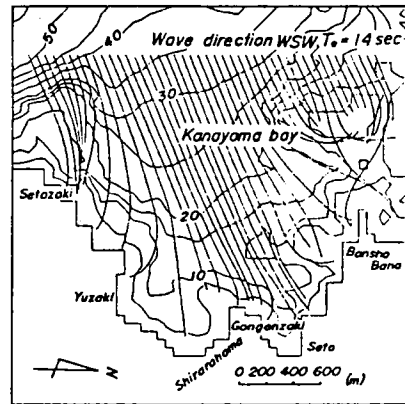


(b) 波向WSW

図-4.2.6 鉛山湾の屈折図(周期12 secの場合)



(a) 波向SW



(b) 波向WSW

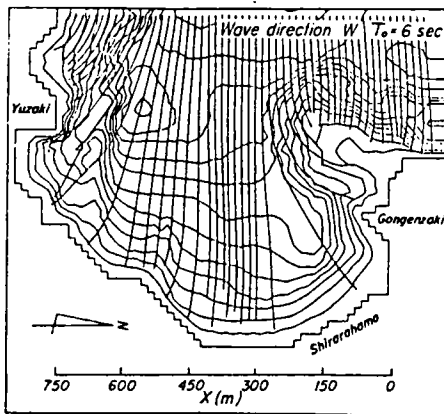
図-4.2.7 鉛山湾の屈折図(周期14 secの場合)

が侵入することになる。一方、周期12 secおよび14 secの台風時の波浪の場合、波向SWおよびWSWのときには、波向線間隔が沖から次第に広がって、この方向からの波は屈折によってかなり波高が減少することが期待される。これに対して波向WおよびNWのときには、いずれの周期の場合にも白良浜への侵入波の経路は同じ傾向を示し、波向線間隔は急激に広がり、分散することになる。これらの特性は、前述した季節風時の波浪を対象とした場合とよく似た屈折特性であり、それが鉛山湾の海底地形に大きく依存しているわけである。いいかえれば、季節風および台風時の波浪の侵入に対して、白良浜は波浪を減殺し、分散させ、かついずれの場合もほぼ同様な屈折特性を現わすようになっているようであって、これが波浪の屈折特性からみて白良浜の安定性に関係しているともいえよう。

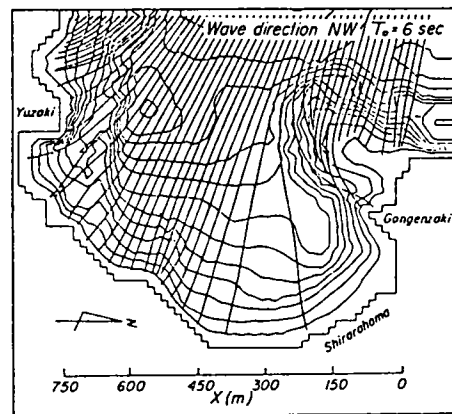
次に、これらの屈折図を用いて、権現崎および湯崎の2つのヘッドランドで囲まれた白良浜の屈折図を計算し直したものを図-4.2.8、4.2.9、4.2.10および4.2.11に示す。これから次のことがわかる。まず、季節風時の波浪では、前述した傾向がさらに明確となり、波向WおよびNWのいずれにおいても、よく似た波向線を示し、かつ白良浜の汀線にはほとんど直角となっている。そして、権現崎に囲まれた白良浜の北端には波浪が侵入し難い傾向になっているが、これに対して南端の現在消波護岸ができていた範囲には直接波浪が侵入することがわかる。そして、権現崎では侵入波が砕波し、ヘッドランドとしての機能を十分果している。また、湯崎も同様な傾向を見出すことができるが、ここでは、直接波浪が湯崎のヘッドランドに衝突し、白良浜への波浪の進路を変えているようにさえ見える。これらの傾向は、台風時の波浪に対しても、驚くほど類似しており、周期の相違する屈折図とは思えないほどである。すなわち、白良浜は季節風および台風時の波浪に対しては、波浪の屈折特性が同じになるように鉛山湾沖の四双島付近の海底地形と権現崎および湯崎の2つのヘッドランドによって自然に波浪を制御するように配置されているものといえてよいであろう。このことが、大局的に考えた白良浜の存在理由でもあり、またその安定性を支配しているのではなかろうかと推論される。

## (2) 漂砂源と底質特性

(a) 漂砂源 白良浜の漂砂源<sup>6)</sup>としては、一般的に次のような2つの場合が考えられる。その1つ

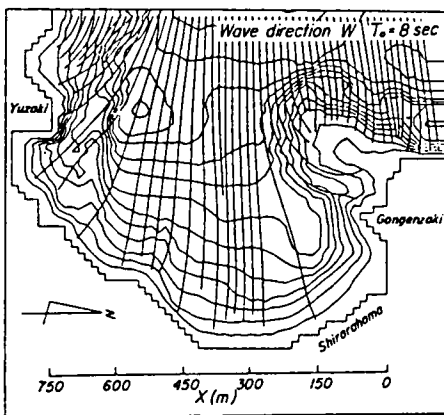


(a) 波向W

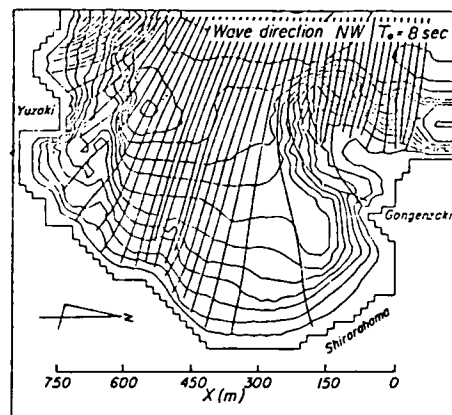


(b) 波向NW

図-4.2.8 白良浜の屈折図(周期6 secの場合)

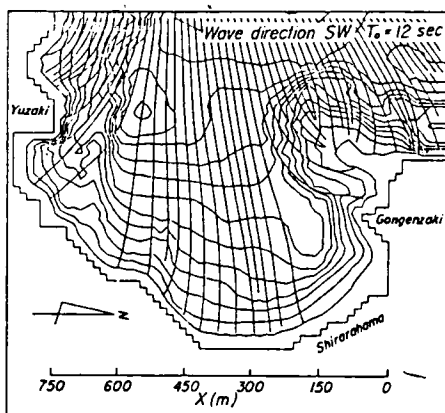


(a) 波向W

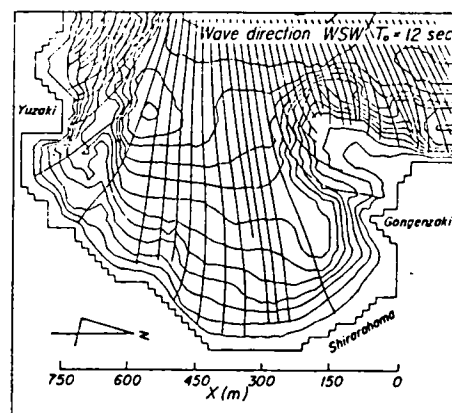


(b) 波向NW

図-4.2.9 白良浜の屈折図(周期8 secの場合)

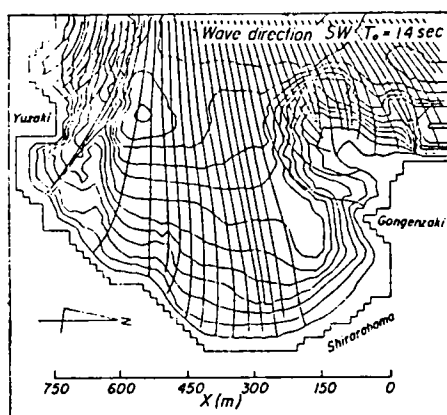


(a) 波向SW

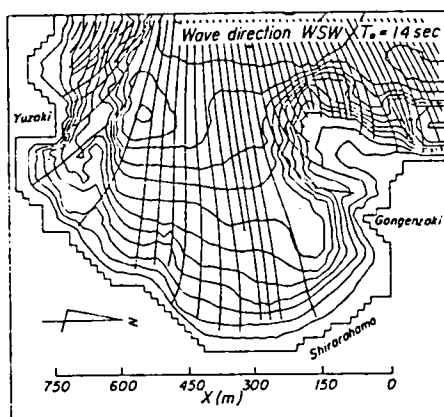


(b) 波向WSW

図-4.2.10 白良浜の屈折図(周期12 secの場合)



(a) 波向 SW



(b) 波向 WSW

図 - 4.2.11 白良浜の屈折図 (周期 14 sec の場合)

は、鉛山湾の海側からたとえば沿岸漂砂として、隣接する海岸から運ばれてくる場合であり、いま1つは背後丘陵地から河川の流送土砂として運搬される場合である。白良浜に隣接する海浜の底質調査によれば、例えば瀬戸浜の海浜の底質は粒径の粗い砂利から構成され、その背後は礫を含んだ地層から成っている。また、白良浜の南側の海岸は岩石海岸ともいべき崖が続いているが、その構成岩石は砂岩である。白良浜に隣接する海岸の底質はこうに砂利または岩石の岩削から構成されており、白良浜と同質の白砂の海浜は皆無である。さらに、鉛山湾の底質調査結果によれば、権現崎付近の沖側の岩床の凹部に若干の白砂が堆積している。この白砂の経緯を詳細に検討する必要があるが、後述するようにこの底質は比較的均一な粒度分布を持ち、礫を含んでいないことから、高波浪による岩床の削石によって生産されたものとは考えられない。

一方、白良浜の背後にある丘陵地を現地踏査し、その漂砂源としての白砂の分布を調べた結果、一般に均質で軟かく風化しやすいといわれている鉛山層群<sup>7)</sup>の砂岩および白砂が図 - 4.2.1 の斜線で示す範囲に分布していることがわかった。白良浜の変遷を示す大正時代初期から昭和 22 年頃までに撮影された写真からも、白良浜の背後地はいずれも浜砂と同一の構成をもつ丘陵地となっていたことをうかがわせる。すなわち、白良浜の背後は海岸堤防などの海岸構造物もなく、丘陵地から松林さらに砂浜へと続いており、地面侵食によって容易に丘陵地から砂浜へと土砂が供給されていたものと考えられる。一方、白良浜の南側では丘陵地と砂浜の間に道路があったものの、丘陵地に現在のような建物はなく畑となっており、また、この丘陵地は当時みかんの木が植えられていたとも記されている。この畑と丘陵地の境界は裸地の崖となっており、白良浜の背後と同様にこの丘陵地からも土砂が供給されていたと考えてよいであろう。

以上の考察より、斜線で示した流域をもつ寺谷川からの流送土砂のみによって現在の白良浜が形成されたとは考えられないが、県道完成前の白良浜に接続していた丘陵地の地面侵食によって土砂が供給されていたのではないかと考えられる。しかし、背後地の宅地化にともなって、最近では寺谷川からのわ

ずかの流送土砂が有効な漂砂源となっている。

(b) 底質特性 白良浜は一般的に均質な粒度組成をもった白砂から構成されている。この白良浜の漂砂源として現在では寺谷川からのわずかの流送土砂に依存していることを明らかにしたが、鉛山湾における底質の中央粒径の分布を示すと図-4.2.12 のようである。なお、これは1972年6月に採取した結果である。このうち水深10m以深では岩床中に点在している凹部の底質を採取したものである。これから、権現崎と湯崎に限られた範囲とその若干沖側の岩床部にのみ白砂が堆積しており、白良浜より沖側で底質は若干細粒となり、水深10m付近より再び粒径が増大する傾向を示している。これらの底質が白良浜から沖へ移動したものかどうかは詳細な検討が必要であるが、比較的均一な粒度組成をもっていることから同質の底質であるように思われる。また、1980

年7月23日に行われた底質調査<sup>8)</sup>の結果を示すものが図-4.2.13であり、平均粒径 $M_d$ と篩分け係数 $S_0 = \sqrt{d_{75}/d_{25}}$ それぞれの値で示している。平均粒径の分布を見ると前出の中央粒径の分布と同様に、鉛山湾中央部の沖合に沿って、粒径の小さい領域が存在するが、その両端、すなわち権現崎および湯崎に近い岩礁地帯では、一般に粒径が大きくなっている。また、篩分け係数の分布も平均粒径の分布と比較的よく一致しており、鉛山湾中央部の沖合では帯状にその値が1.4以下を示す領域が見られるものの、権現崎、湯崎の岩礁地帯および白良浜南端付近から湯崎側に値が1.5以上を示す若干不均質な底質特性をもつ領域が分布している。一方、白良浜北端に近い範囲に1.4以下の値で均質な底

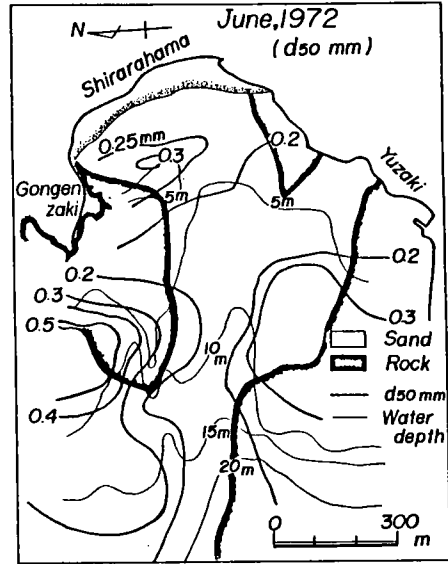
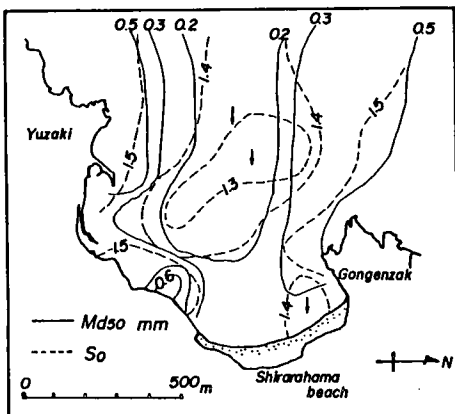
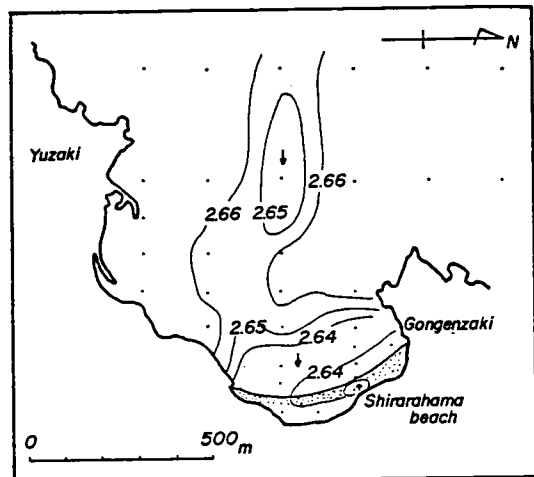


図-4.2.12 鉛山湾における底質の中央粒径の分布



(a) 中央粒径と篩分け係数の分布



(b) 底質比重の分布

図-4.2.13 1980年7月調査による鉛山湾の底質特性の分布



質特性を表わす領域が見られる。これは冬期季節風時の波浪が権現崎によって遮閉される領域であって、後述するように、底質特性から見た白良浜に沿う平均的な底質の移動を示す図－4.2.14によっても、白良浜中央付近から北側への底質移動が考えられ、この付近から権現崎に沿って沖方向へ底質が流失していることに原因するものと考えられる。

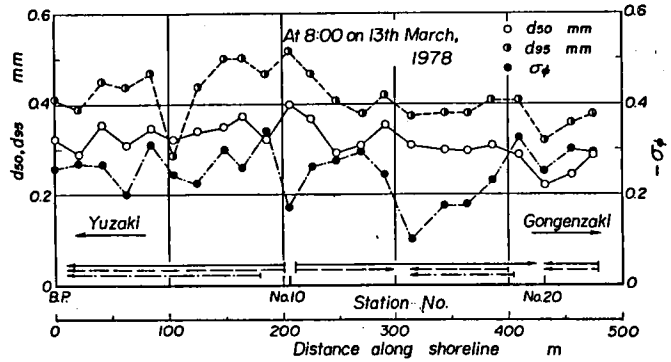
さらに、b)はこの底質の真比重の分布を示すもので、平均的には、鉛山湾全体にわたる底質は通常の砂、すなわち石英を多量に含んだ砂が示す2.65程度の比重であるが、底質粒径の分布と同様に鉛山湾中央部沖合に帯状に比重が2.65から2.66の範囲の底質が分布する。また、権現崎と湯崎に近い岩礁地帯付近では、岩削による底質も含まれると考えられることから比重が2.66以上となっている。一方、白良浜に近い汀線から沖合150m程度の範囲では比重は小さく2.64以下となっている。さらに、白良浜の北側から南側にかけての前浜および後浜では底質比重が2.64以上を示す分布が見られ、これは汀線より陸上部では、冬期季節風時の風によって北から南へと比重の小さな底質が飛砂として選択輸送されることから、白良浜の北側では底質比重が大きく、南側で小さくなるものと考えられよう。また、後述するように白良浜の中央部付近から南側へと移動する底質は、沖方向へと移動しており、比重の小さな底質も同様に沖方向へ運ばれ、帯状に広がる沖合まで移動するものと考えられよう。

一方、白良浜の汀線付近、とくに満潮位面から干潮位面の間に分布する底質の分布特性の調査を1978年3月17日の大潮時に行い、午前8時の満潮時から午後2時の干潮時に至る1時間ごとに底質を採取した。この内中央粒径および底質の標準偏差の分布は、すでに図－3.5.20に示している。中央粒径の分布はこの満潮位から干潮位の間の領域で沿岸方向に周期的に変化している。すなわち、干潮位面に近い位置の沿岸方向に粒径が0.4mm以上の帯状の分布領域が見られるとともに、浜の中央部で約70m～80m間隔の粒径の粗いところが見られる。また一般に白良浜では南側の部分の粒径が、それより北側に比べて大きいことが見出せる。

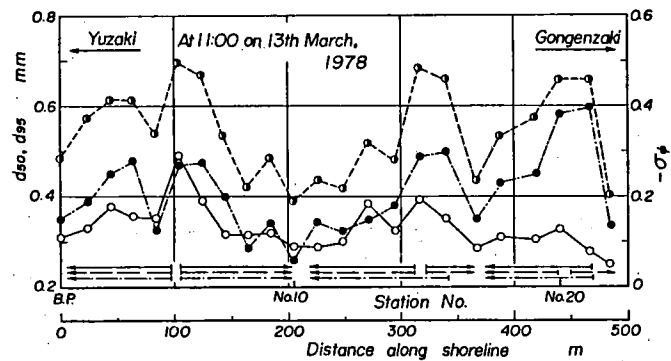
一方、標準偏差の沿岸方向分布からも、標準偏差の大きな、すなわち不均質な粒径から構成される底質が分布する位置は、粒径の大きな底質の分布位置とほぼ一致しており、その間隔はほぼ70m～80mとなっている。この70m～80m間隔は沿岸方向に分布するビーチカスプの間隔とほぼ一致しているものと考えられる。また、これら中央粒径と標準偏差の沿岸方向分布を各採取時間ごとに示したものが図－4.2.14である。なお、 $d_{50}$ は中央粒径、 $d_{95}$ は95%粒径および $\sigma_\phi$ は標準偏差を表わしており、この標準偏差は値が小さいほど均一な底質であることを示す。さらに、図中には上述の底質の各特性値から推定される沿岸漂砂の移動方向を矢印で示している。底質採取の基点を示すB.P.は前出の図－3.5.19に示しており、この底質採取によって得られた結果は、災害を伴うような高波浪の来襲時のものではなく、通常の満潮位時における波浪の遡上範囲までのものである。これらの図において、中央粒径の沿岸方向にそのピークが異った位置に見られる。とくに、基準点B.P.より100mから200mの付近で1つのピークが各採取時間において見られるが、11時の採取時にはB.P.から約300mの位置においてもピークが現われている。また、標準偏差のピークについては、一般に白良浜の両端に近いところに見られ、不均一な粒度組成であることを示している。これら各時間ごとに採取した底質の粒度分析結果の中央粒径および標準偏差については、前章の図－3.5.20に示しているが、これから中央粒径の沿岸方向分布

は2つに分けられる。すなわち、底質の採取時間8時から10時までの、満潮位面から平均潮位面まで、平均潮位面から干潮位面までの2つの範囲である。前者では中央粒径は後者に比べて小さく、とくに基準点B Pより100mから400mの範囲で顕著である。また、200mから400mの範囲では、平均的に粒径はほぼ同程度となっている。

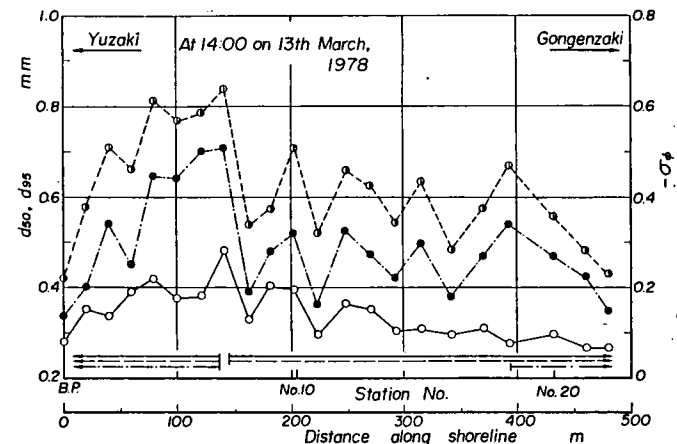
一方、平均潮位面以下の底質は粒径が比較的粗く、B. Pより200m付近にピークをもち、浜の両端に向って粒径が減少する傾向を示している。この中央粒径の沿岸方向分布が2つに分けられるのは、平均潮位面を境として、それより上では波浪の遡上領域、それより下では通常の、とくに底質採取実施時以前の波浪来襲時の最終砕波点付近であることに原因するものであろう。しかし、白良浜の両端では中央粒径の値は両者ともにほぼ一致しており、図中に示した矢印のように、海浜の両端に向う沿岸漂砂の存在を示唆しているといえよう。また、標準偏差については若干相違するが、平均潮位面以下については中央粒径の分布傾向とほぼ一致している。一方、底質の分布特性は海浜勾配とも関係するものであり、底質採取時の8時から14時に至る時間帯に現われた海浜の勾配を示したものが図-4.2.15である。この図から白良浜は、一



(a) 1978年3月13日8時



(b) 1978年3月13日11時



(c) 1978年3月13日14時

図-4.2.14 採取時間ごとの底質特性の沿岸方向分布

一般に南から北に向うほど、その勾配が緩くなっている。しかし、浜の南端は岩礁あるいは消波ブロックなどが存しているために、大きな勾配を示しているが、前出の中央粒径の沿岸分布で見られると同様にB.P.から約100 m付近の勾配が大きく、それより浜の両端に向うほど勾配がゆるくなっていることを示していると考えられる。

これらのことから、各々の潮位における底質特性の沿岸方向分布は来襲波浪および沿岸漂砂の履歴を表わし、一般には浜の両端に向う沿岸漂砂が存在することを示しているといえよう。

### (3) 海浜地形の変化

(a) 汀線の変動 一般にポケットビーチは安定な海浜であるとされているが、白良浜は夏期から秋期にかけて台風による高波浪が、また冬期には季節風による波浪が来襲する。この来襲方向の相違する波浪によって海浜流が発生し、これに伴う沿岸漂砂の存在が、季節的ならびに長期的な汀線の変動をもたらすものと考えられる。まず、前述のように、白良浜は季節的に来襲波浪の主方向が変化し、夏期にWSW方向、冬期季節風時にNW方向の来襲波浪が高いことがわかった。この2方向の波向を考慮して海浜の平面形状を無次元表示すると図-4.2.16のようである。波向に対するヘッドランドは、湯崎および権現崎にとり、それぞれを原点として表わしているが、いずれもほぼ同じ無次元形状であり、左右対称な海浜形状であることがわかる。このことは、2方向の来襲波浪に対して、安定で、長期的に大きく変化しない海浜であることを示しているといえよう。一方、これまでに撮影された空中写真から汀線の位置を読み取り、それに基づく汀線の変動を示すと次のようである。

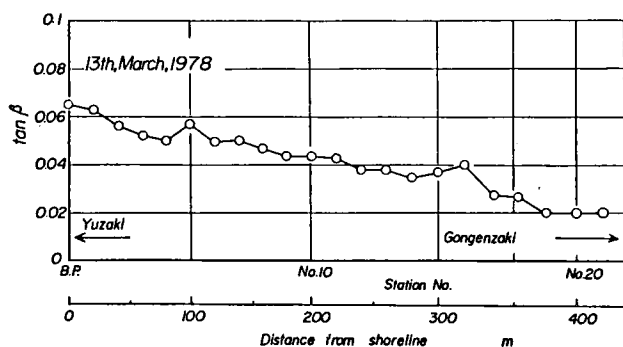


図-4.2.15 海浜勾配の沿岸方向分布

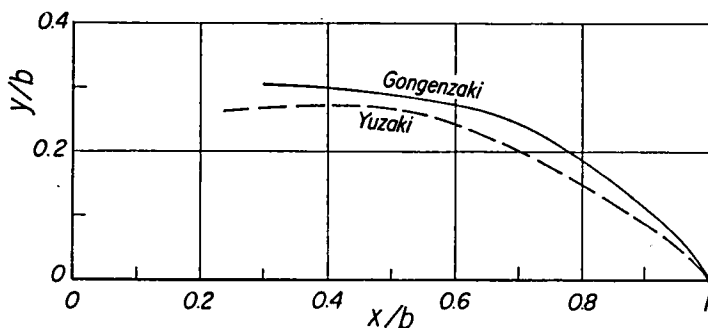


図-4.2.16 白良浜の無次元平面形状

古い空中写真は撮影時刻が不明なものもあるため、潮位補正を行わず汀線の変化を比として示すことにした。一方、最近の継続して撮影された写真については撮影時刻が明らかであり、潮位補正を行った。

図-4.2.17は1980年12月から1981年12月に至る1年間にわたって撮影された空中写真から白良浜の汀線変動を読み取ったものである。この場合、基準線が不明であったので、白良浜の沖合に湯崎側から権現崎側まで基準線を引き、この基準線から汀線及び白良浜背後の海岸堤防までの距離を測定した。また、潮位補正については写真撮影時刻の実測潮位をそれぞれT.P. ± 0 mになるようにし、また汀

線位置については最近の測量結果に基づいて  $B_N$ 、 $B_C$  及び  $B_S$  に対する汀線付近の海浜勾配を求め、それと潮位差との関係で補正している。図-4.2.18 は空中写真の撮影時刻の実測潮位によって汀線の位置を補正し、海岸堤防から汀線までの浜幅を示したものである。これによると中央部の  $B_C$  の値は 75 m ～ 85 m とほぼ年間を通じて一定している。ただし、10月については若干汀線の前進が見られる。また、浜の南側の  $B_S$  の値はほぼ 50 m ～ 60 m の間で変化している。一方、北側の  $B_N$  の値は5月から7月にかけて 75 m 程度の幅を示しているが、その後漸減して現在では 50 m ～ 60 m となっている。さらに、1981 年4月中旬から5月にかけて白良浜へ約 11,300 m<sup>3</sup> の給砂が行われたので  $B_C$ 、 $B_S$  および  $B_N$  の各測線でそれ以前の浜幅にくらべて、 $B_C$  では 5 m 程度、 $B_S$  では 7 m 程度、また  $B_N$  では 20 m 程度平均的に汀線の前進がうかがえる。この給砂の影響による汀線の前進距離から次のようなことが言えよう。すなわち、給砂後土砂は浜全体へと拡がったが、とくに春期の波浪によって浜の中央から北側への移動が著しくなって、汀線がより前進したものと考えられる。また、

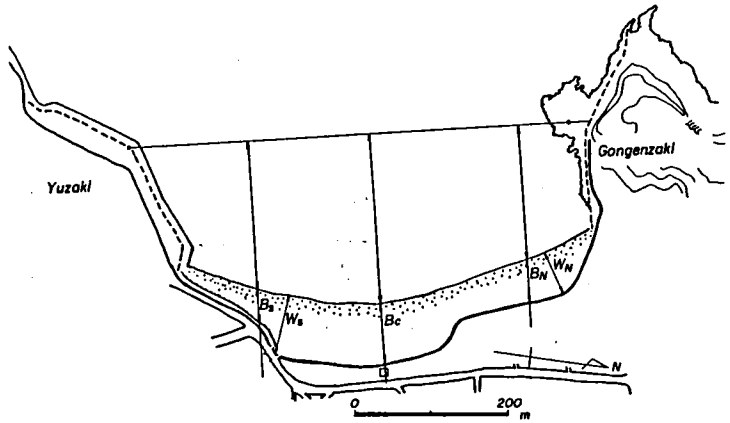


図-4.2.17 汀線変動の測定基準線の位置

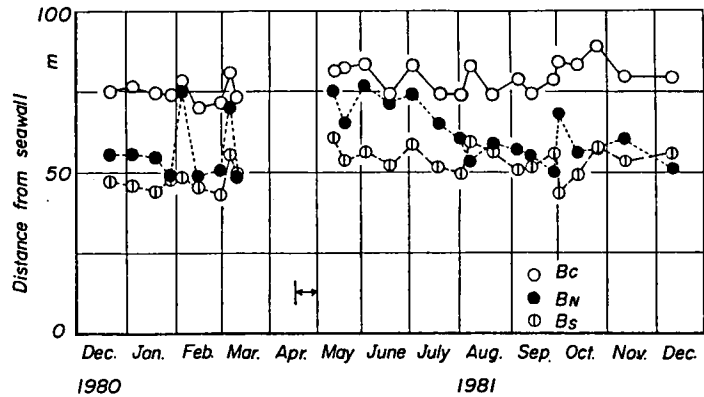


図-4.2.18 浜幅の経時変化

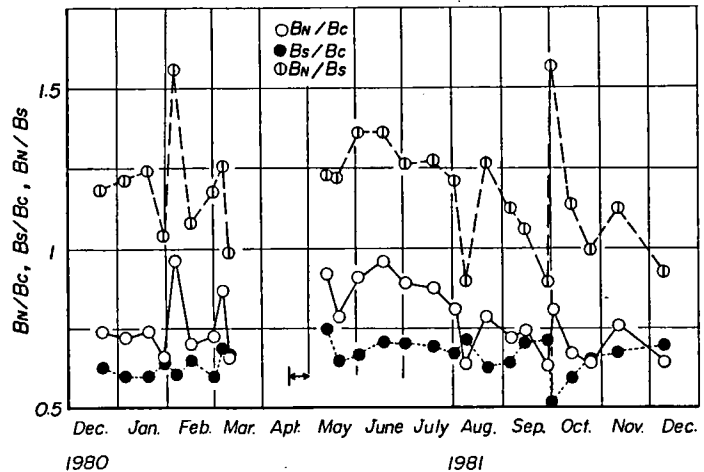


図-4.2.19 浜幅の比の経時変化

図-4.2.19は3測線それぞれの浜幅を比として表わしたものであって、 $B_S/B_C$  および  $B_N/B_C$  の関係から前者の値が大きくなれば後者の値は小さくなる傾向が、1980年1月下旬、1981年8月上旬、9月下旬から10月上旬の台風通過後などに見られる。さらに、この $B_C$ の値が年間を通じてあまり変化しないことから、上述の傾向は白良浜中央部を支点として、浜の南側の汀線が前進すれば北側は後退し、またその逆の場合も生じることを示しているといえる。

図-4.2.20は汀線の季節変化を示したもので、そのうち(a)<sup>6)</sup>は1947年に米軍によって撮影されたものから、入手しうる空中写真および実測量の結果に基づいているが、撮影時刻が不明であり潮位補正を行っていない。この図から図-4.2.19に示したものと同様に、冬期では $W_N/W_S$ 、ただし、前

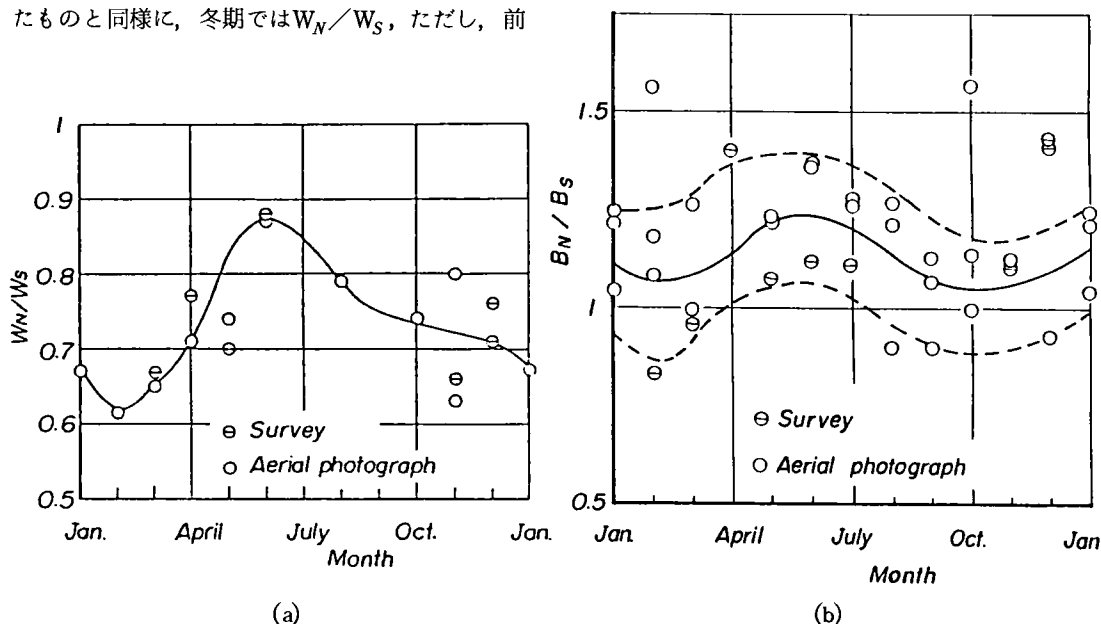


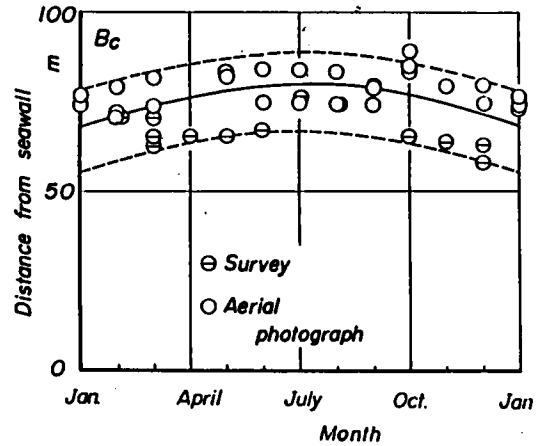
図-4.2.20 浜幅の季節変化

出の $B_C$ 、 $B_N$ および $B_S$ とは測線の位置が相違するが、 $W_N$ は白良浜の北側および $W_S$ は南側である。すなわち白良浜の南側汀線が後退するが、北側の汀線は前進する傾向を示している。一方、夏期の5月～8月にかけては逆に南側の汀線が前進して北側で後退する傾向である。さらに、(b)は1980年12月から1981年12月の期間に撮影された空中写真および浜の水準測量によって得られた結果から求めたものである。これからも(a)と同様に春から夏にかけて浜の北側の汀線が南側のそれにくらべて相対的に前進する傾向を示しており、その変動は約±20%程度にも及んでいる。この相対的な汀線の変化は白良浜に来襲する波浪が、夏期にはS～SW方向、冬期にはNW～W方向と2つの卓越波向を有していることに原因するものであろう。図-4.2.21は前出の浜幅 $B_C$ 、 $B_N$ および $B_S$ について、図-4.2.20と同様にその季節変化と汀線の変動幅を示したものである。これによると白良浜の中央部の $B_C$ 測線では、その変動が $B_N$ および $B_S$ に比べて少し小さく、約20m程度となっている。一方、白良浜の北側および南側の $B_N$ 、 $B_C$ では約25m～30m程度となっているが、とくに浜の北側の $B_N$ 測線で春から夏にかけての変動が大きいようである。

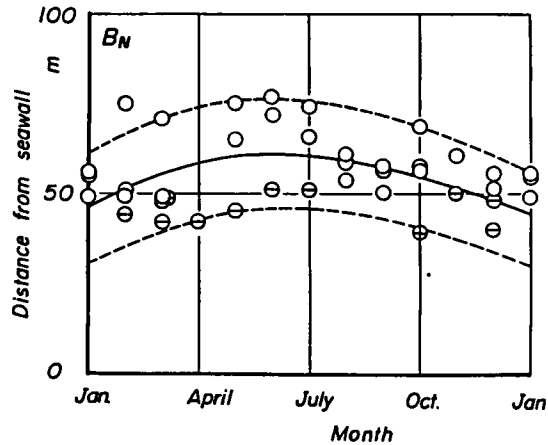
(b) 海浜の侵食・堆積領域 白良浜の海域における深浅測量図および陸上部における水準測量結果<sup>9)</sup>から、1年以上にわたる期間での侵食・堆積領域と台風の来襲に伴って大きく海岸変形が生じたと考えられる期間での侵食・堆積領域について検討する。まず、長期間にわたる侵食・堆積領域について見ると、次のようである。

図-4.2.22(a)は1972年6月と1976年10月に測量された結果に基づくものであって、約4年半の変化を表わしている。これによると鉛山湾の南側に侵食領域が広がるとともに、権現崎西側沖合に部分的に侵食領域が見られる。一方、堆積領域は湾中央部から権現崎南側へと広がっており、とくに権現崎南側の白良浜から約150m～200m沖合に最大2m以上の堆積領域が見られる。また、最近の1年間、1980年7月から1981年7月の期間について見たものが図-4.2.22(b)である。これによると鉛山湾全域にわたって堆積領域が広がっているが、権現崎沖合南側と白良浜沖合に部分的な侵食領域が見られる。また、(a)においても見られた白良浜から約150m～200m沖合の権現崎南側には、1m以上の堆積領域が存在している。このことは白良浜の北端への漂砂の移動とそれが沖方向へと運搬され、また権現崎による遮閉領域であることから堆積領域になっているものと考えられる。

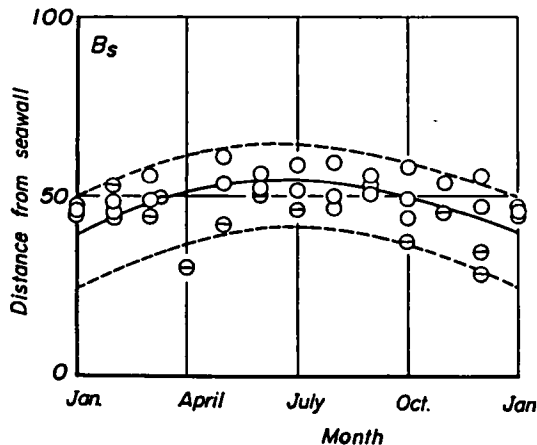
次いで、短期間における土砂の侵食・堆積領域については、台風期および冬期季節風時に分けて考察する。まず、図-4.2.23(a)および(b)は台風期の1972年6月から11月と1981年7月から10月の期間である。(a)では白良浜の中央付近から湯崎側の沖合および



(a)  $B_C$  測線

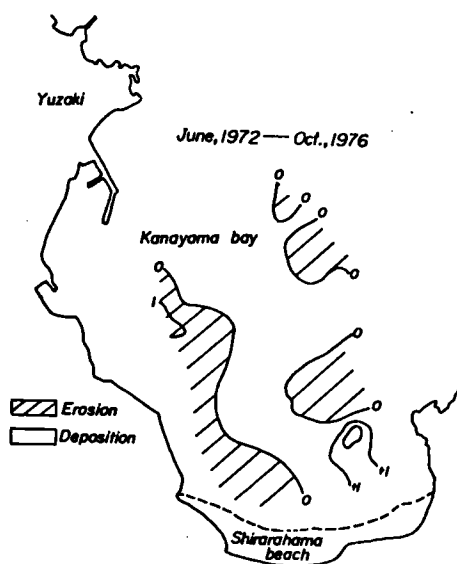


(b)  $B_N$  測線

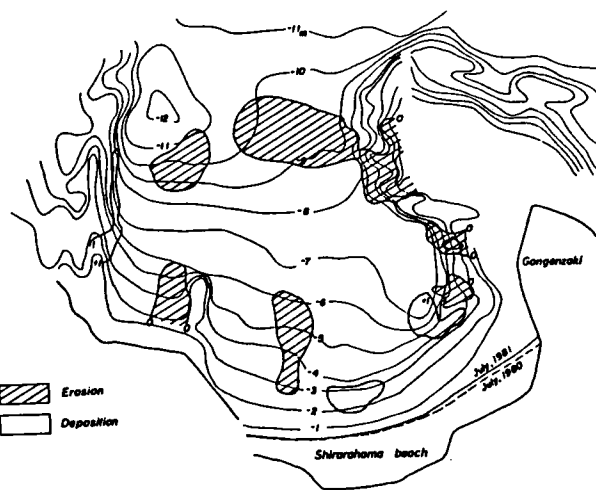


(c)  $B_S$  測線

図-4.2.21 浜幅の季節変化と変動幅

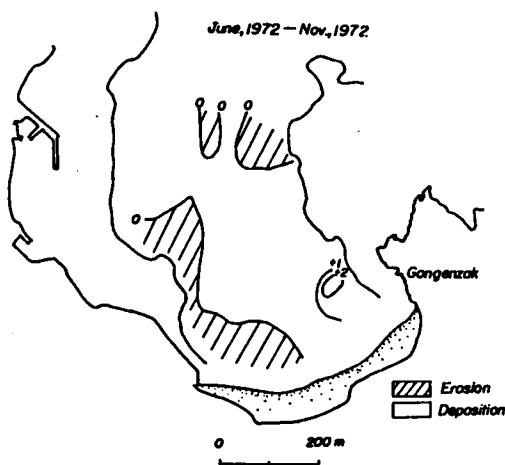


(a) 1972年6月から1976年10月

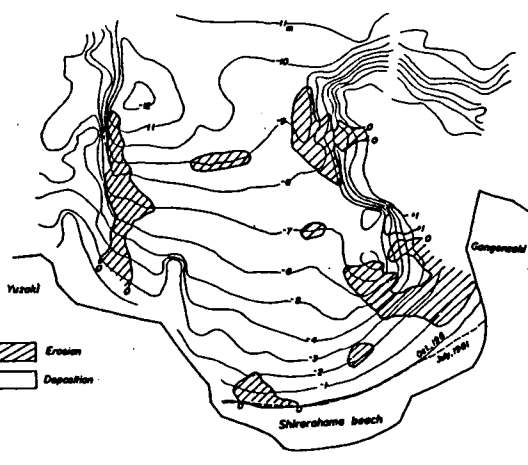


(b) 1980年7月から1981年7月

図-4.2.22 侵食・堆積領域図



(a) 1972年6月から11月



(b) 1981年7月から1981年10月

図-4.2.23 台風期における侵食・堆積領域図

鉛山湾中央部沖合で侵食領域となり、また、堆積領域は権現崎西側に見られる。一方、(b)は1981年9月30日から10月1日にかけて台風による高波浪が来襲した期間のものであって、その影響を現わしているものと考えられる。まず、湯崎沖合に帯状に、また、白良浜南端付近では汀線の後退がみられるところ、さらに権現崎の西側と沖合に侵食領域が存在している。深浅測量の精度との関係もあって、

この図からは堆積領域は鉛山湾全体にわたっているが、白良浜北端の急激な汀線の前進範囲でも1mをこえる土砂の堆積は見られない。この期間における白良浜陸上部における侵食・堆積領域を示したものが図-4.2.24であって、白良浜の南側の侵食に対して北側汀線付近の堆積が見られる。これは汀線変化においても見たように、南側の侵食土砂が北側へと移動したものと考えられる。

冬季節風時の侵食・堆積領域は、飛砂による影響が大きく、ときには白良浜背後の道路にまで飛砂が堆積する場合がある。ここでは1981年10月から1982年2月に至る期間に3回測量されており、その結果に基づいて陸上の侵食・堆積領域について検討する。図-4.2.25(a)は1981年10月から1982年1月の期間で、季節風はほぼNWおよびWからの風が卓越し、それによって飛砂として運搬されることから、その風向と一致して浜の北側では侵食され、南側に堆積する傾向を示している。また、(b)は1982年1月から2月までの1カ月間のものであるが、汀線付近のものは波の作用によって南から北へ、また、陸上部の砂は、より後浜の海岸堤防付近まで運搬され堆積していることが明らかである。この季節風時の白良浜における砂の移動は、飛砂による海浜変形で見られる結果とよく一致している。

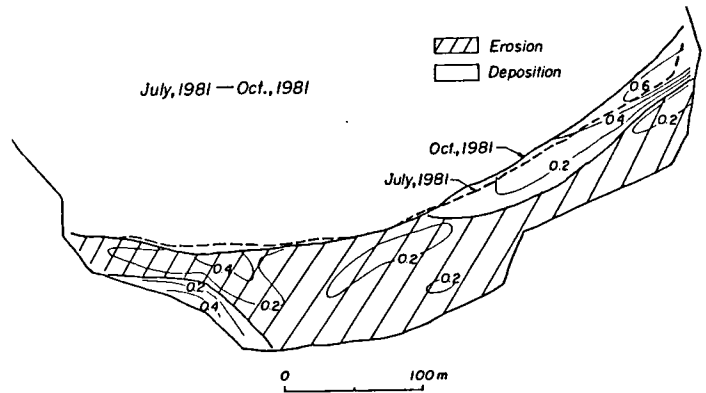
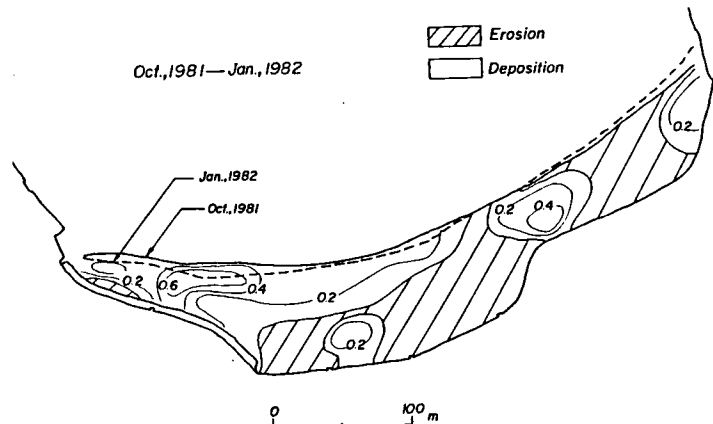
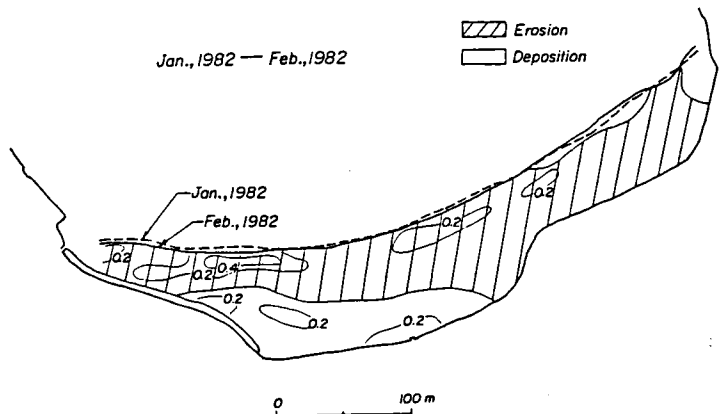


図-4.2.24 白良浜における台風期の侵食・堆積領域図



(a) 1981年10月から1982年1月



(b) 1982年1月から2月

図-4.2.25 白良浜における冬季節風時の侵食・堆積領域図

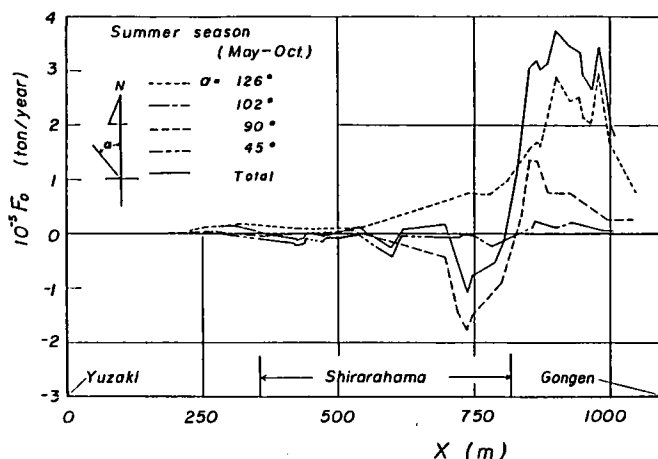


#### (4) 波浪エネルギーフラックスの分布

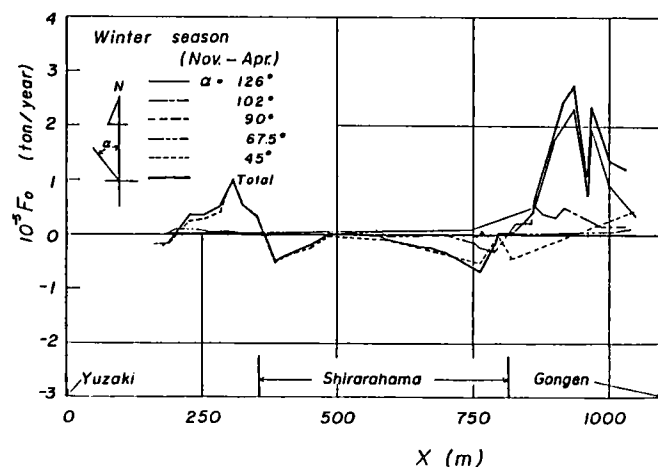
白良浜の海浜変形について底質、浜幅の変動特性および海浜の侵食・堆積領域として、沿岸漂砂の移動と関連づけて考察してきたが、ここでは夏期の台風期に対しては約20km南方の周参見漁港および冬期季節風時については田辺湾内において観測された波浪と風資料を用いて、白良浜における波浪のエネルギーフラックスの沿岸方向分布について考察する。

まず、季節別に見た波浪のエネルギーフラックスの分布は、図-4.2.26のようである。ここに、距離 $x$ は湯崎から権現崎の方向へ、また $\alpha$ は沖波の波向で北から反時計廻りにとってある。図-4.4.26(a)から、台風時には $\alpha = 90^\circ$ および $126^\circ$ 、すなわちW～SWに近い方向からの波浪によって、白良浜北端の権現崎にエネルギーフラックスが集中する傾向にあるが、全方向に対するエネルギーフラックスは白良浜の両端と中央部付近ではほとんどゼロとなっている。一方、冬期季節風時には、NW方向からの波浪の来襲頻度が高いために、全エネルギーフラックス

はNW方向からの波浪に依存することになるが、この場合も台風期と同様に、全エネルギーフラックスの分布は白良浜の両端と中央部付近ではほぼゼロとなっている。このように平均的な波浪のエネルギーフラックスの沿岸方向分布は、白良浜の両端でゼロとなっているものの、台風の通過などに際して波浪の特性が変化し、それに伴ってエネルギーフラックスも変動するものと考えられる。そこで、台風7920号の通過に伴う波浪特性および白良浜両端におけるエネルギーフラックスの時間的な変化を示したものが図-4.2.27である。なお、図-4.2.27(b)におけるAは白良浜南端、Bは北端を示している。この図から台風通過のある時期に、白良浜南端では正のエネルギーフラックス、すなわち沿岸漂砂が南から北へと白良浜へ流入する傾向を示し、また北端では流失する傾向を示している。この沿岸漂砂の場所的な流入および流失の傾向は、前出の台風期における侵食・堆積領域図からも定性的によく一致している。しかし、白良浜両端は岩礁地帯であって、南端からの沿岸漂砂の流入はゼロと考えられるとともに、北

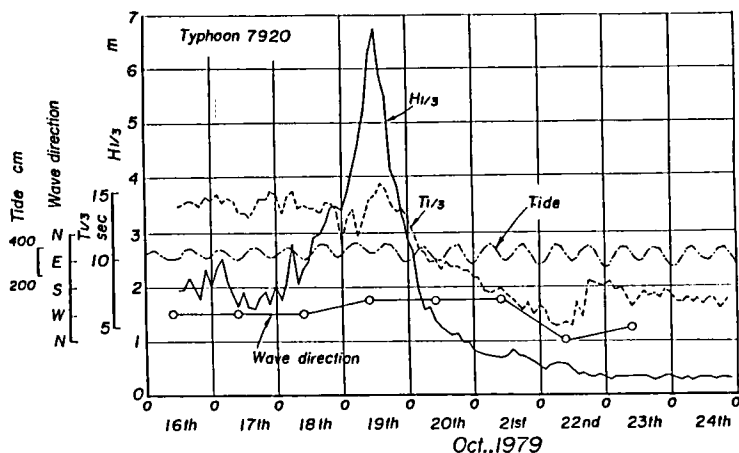


(a) 夏期台風期

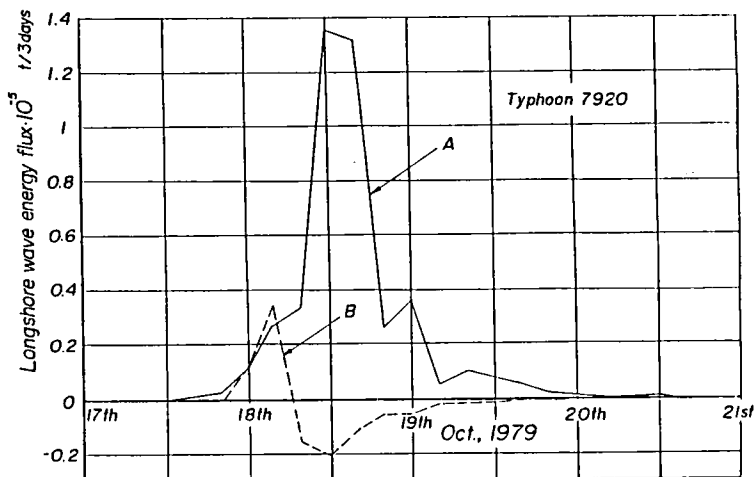


(b) 冬期季節風時

図-4.2.26 季節別波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布



(a) 波浪特性の経時変化



(b) 波浪エネルギーフラックスの経時変化

図-4.2.27 台風7920号による波浪特性と白良浜両端における波のエネルギーフラックスの時間的变化

端の岩礁地帯へと流失した沿岸漂砂は、その後の北から南方向へエネルギーフラックスが変わっても、流失した沿岸漂砂は再び流入しないものと考えられる。このように、沿岸漂砂の流入・流失は非常に少ないものの、一度流失した沿岸漂砂は再度流入しないことが白良浜の海浜変形を支配し、長期的な侵食傾向をもたらすものといえる。

#### 4.2.2 山口県室積海岸

室積海岸<sup>10)</sup>は図-4.2.28に示すように山口県東部に位置する汀線長約3kmの海岸であって、古来より景勝の地として知られており、その東側は象鼻ヶ岬、西側は島田川に挟まれた海岸であった。また、

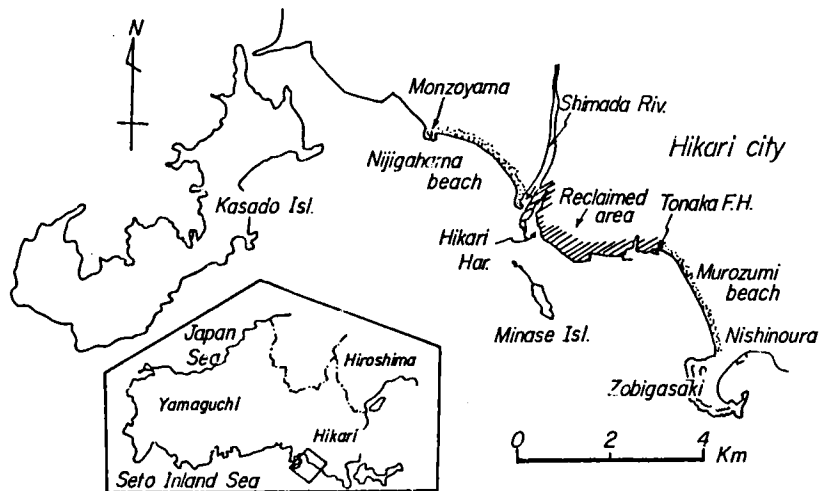


図 - 4.2.28 山口県室積海岸位置図

島田川は上流の山地からの流送土砂によって河口デルタを形成し、現在では製鉄及び薬品工業用地として開発され、とくに島田川河口左岸に光港が築造・改修されるに伴って、従来より、島田川の流送土砂が室積海岸への唯一の漂砂源としての役割を担っていたが、現在ではそれらすべて断たれ、室積海岸は漂砂の供給源の消滅によって閉漂砂海岸へと移行する過程になっているものと考えられる。

#### (1) 来襲波浪の特性

この室積海岸は図 - 4.2.28 のように、WSW方向に面しており、ほぼW～S方向の範囲から来襲する波浪によって、海浜変形が起こると考えられるが、この海岸からW方向沖合には水無瀬島が存在し、また、象鼻ヶ岬によって波浪は変形されるので、複雑な波浪特性を示す。

室積海岸における来襲波浪の観測資料

がないため、ここでは風の資料からその特性を明らかにする。まず、風の資料は島田川河口左岸にある新日本製鉄株式会社光製鉄所において1963年から1973年の約11年間にわたって観測されたものを用いている。図 - 4.2.29 は風速 10 m/sec 以上の強風についての季節別の風配図であって、9月から

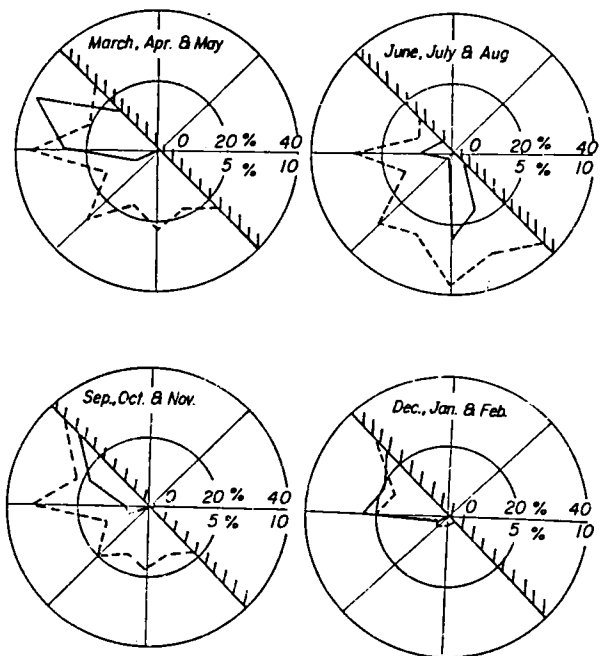


図 - 4.2.29 季節別風配図

5月までの冬期季節風時を含む期間ではW～NW方向の発生頻度が高く、一方、6月から8月の夏期にはS方向からの風が卓越することがわかる。

このように、室積海岸へ来襲する風の季節別特性から、来襲波浪の沖波エネルギーフラックスを推算した結果を図-4.2.30に示す。これは、図-4.2.29とは若干異なり、夏期には台風によるS方向からの波浪が、冬期には季節風によるWNW～WSW方向と、ほぼ一定の方向からの波浪が卓越するが、春および秋期ではS～SSE方向とWSW方向の2方向からの波浪が来襲することを示している。一方、年間を通して見ると図-4.2.31のように冬期季節風時のW方向と夏期の台風時のS方向に沖波エネルギーフラックスは集中するが、その割合は夏期の台風時のS方向が大きくなっている。

以上のように、室積海岸の来襲波浪の特性を風の資料から推算したが、冬期季節風時にはW方向と夏期台風時にはS方向の2つのピークをもって来襲し、このうちS方向からの波浪が室積海岸の海浜過程を支配するものであることがわかる。したがって、これらのうち、冬期季節風時のWSW方向および夏期台風時のS方向からの波浪についてそれぞれの屈折図を図-4.2.32(a)および(b)に示す。なお、図中の実線は屈折波、破線は回折波の波向線を示し、 $H_0$ および $T_0$ は波浪の推算結果から得た波向に対する最大波高とそれに対応する周期である。これらの屈折図からS方向からの波浪は、室積海岸の中央部から象鼻ヶ岬の範囲で波向線が拡がり、発散する傾向を示すが、中央部から西側の島田川の範囲では、波向線は平行ないし集中する傾向となっている。一方、WSW方向からの波浪は、室積海岸の西側沖合に存在する水無瀬島によって一部回折されるので、この海岸の西側1/3の海岸は遮閉領域となるが、象鼻ヶ岬に近い東海岸では波浪の集中する傾向を示している。

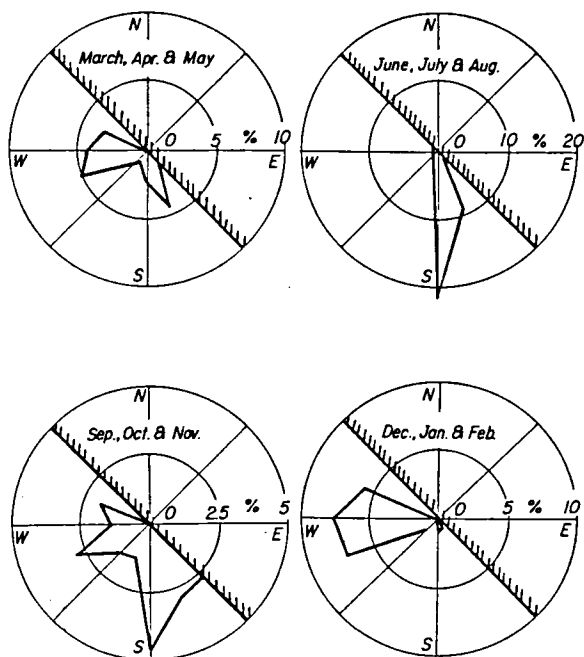


図-4.2.30 沖波エネルギーフラックスの季節別方向分布

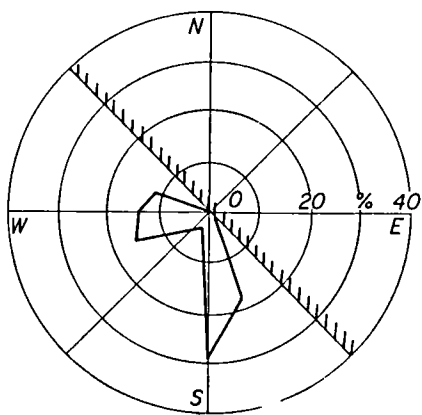
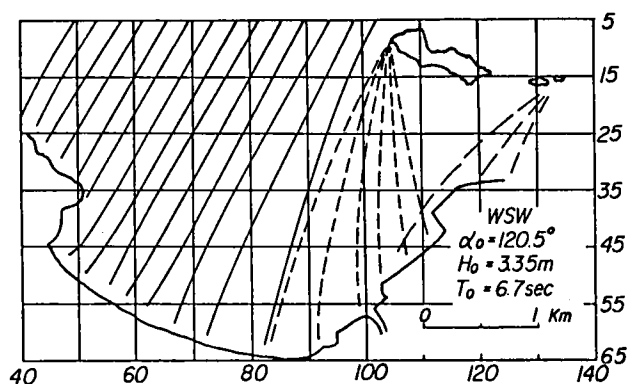


図-4.2.31 通年による沖波エネルギーフラックスの方向分布

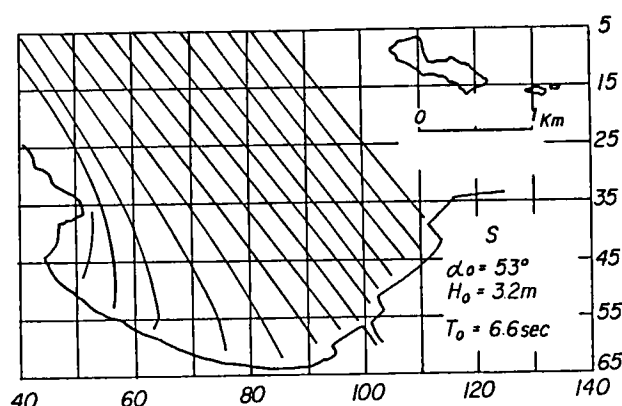
## (2) 海岸地形の変遷と底質特性

### (a) 海岸地形の変遷 図 - 4.2.33

は島田川河口デルタの変遷の様子を示すものであって、島田川河口は往時には現在の10m等高線付近まで海であったものと考えられる。その後、島田川の流送土砂と来襲波浪による漂砂によって浜堤が形成され、次第に河口デルタとしての形を現わしてきたものであろう。とくに<sup>11)</sup>島田川上流域は花崗岩類の風化した丘陵であることから、島田川は河口デルタの形成に多量の流送土砂が寄与したものと考えられる。さらに、このデルタは海軍工廠の建設に伴う埋立あるいは水無瀬島と大水無瀬島を結ぶ防波堤の築造以前において、冬期季節風時にはW方向からの波浪が河口デルタと水無瀬島間の水道を通して来襲し、それに伴って島田川からの流送土砂は室積海岸へ漂砂として移動していたが、夏期の台風時にはS方向からの波浪によって室積海岸の土砂が島田川河口方向へ移動するという季節的に2方向の波浪が来襲し、漂砂は必然的に島田川河口と室積海岸の中間付近に堆積して、また水無瀬島による波浪の回折効果と相まってトンボロ地形を示すようになり、島田川右岸に比べて左岸のデルタがより成長したと結論づけられる。このように島田川からの流送土砂が室積海岸および虹ヶ浜を形成する漂砂源であることは明らかであり、また、このようにして形成されてきた島田川河口デルタは、前述のように工業用地として開発され、大きく変貌してきたことがわかるであろう。



(a) 波向W S W, 周期 6.7 sec



(b) 波向S, 周期 6.6 sec

図 - 4.2.32 室積海岸における波浪屈折・回折図

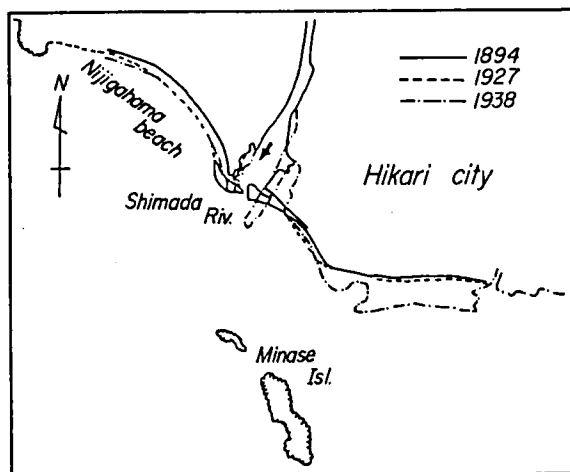
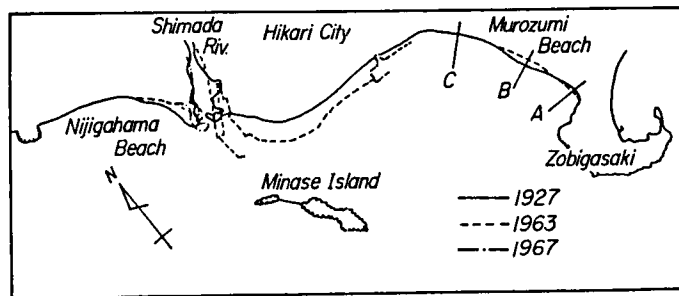
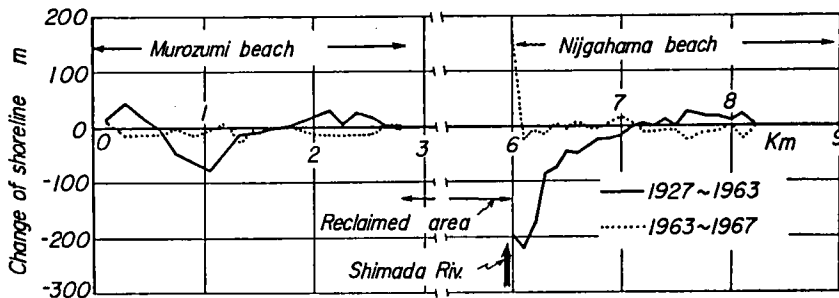


図 - 4.2.33 島田川河口デルタの変遷

一方、室積海岸の汀線変化の沿岸方向分布を示すと図-4.2.34のようであって、全体的に汀線は後退してきたが、とくに、室積海岸の東端から約1kmのところでは、1927年から1963年までの約40年間で約100mも汀線が後退し、年平均にすれば2.5m/yearという後退である。この顕著な汀線の後退を示す範囲は、1927年当時では若干汀線が海側に凸となっていたところであって、その後侵食されて全体的な緩い凹形状を示している。なお、1927年当時は島田川河口左岸の埋立などが行われておらず、島田川からの流送土砂が漂砂となって室積海岸へ移動、堆積していたが、1963年には島田川河口左岸の埋立などによって漂砂の供給が皆無となったため、汀線の変化量にはこの埋立の影響が大きく、とくに0.5～1.5kmの範囲の侵食はその結果であろう。また、島田川左岸の埋立などが行われた以降の汀線変化を検討するために、1963年から1967年までの4年間の変化を見ると、この期間は全体的に侵食され、約0.5km付近と戸仲漁港付近の侵食が顕著である。また、海岸の平面形状は、来襲波浪の季節的



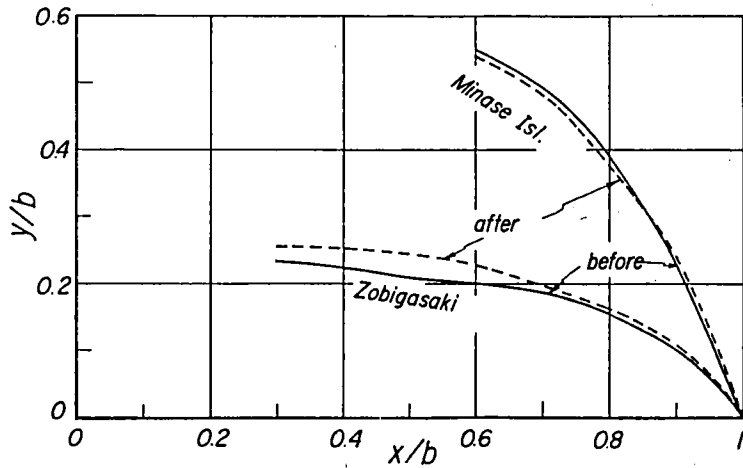
(a) 海岸線の変遷



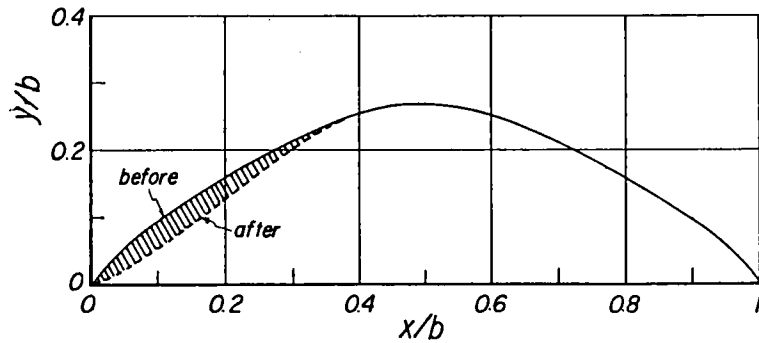
(b) 汀線変化の沿岸方向分布

図-4.2.34 室積海岸における汀線変化の沿岸方向分布

な波向変化および埋立に伴う漂砂源の変化によって、変形してきたものと思われる。その無次元平面形状を図-4.2.35に示した。(a)は波向変化の影響を明らかにするために、冬期季節風時の波浪に対してヘッドランドを水無瀬島南端にとり、また台風時の波浪に対しては象鼻ヶ岬にとってある。埋立前と埋立後の現在の海浜の平面形状にあまり大きな変化はないものの、埋立後は海岸中央部から東よりの海浜が後退して、平面形状が若干湾曲しつつあることを示している。一方、(b)は埋立前の水無瀬島によって形成されたトンボロ地形の先端と象鼻ヶ岬基部を結んだ無次元平面形状と同じく、埋立地先



(a) 波向を考慮した無次元平面形状



(b) 島田川河口左岸の埋立を考慮した無次元平面形状

図-4.2.35 室積海岸における平面形状の無次元表示

端と象鼻ヶ岬基部を結んで表わした平面形状を重ね合わせたものである。これからも埋立によって、かつての室積海岸の西側半分は変化したが、現在の砂浜部はあまり大きな変化がないことがわかる。室積海岸の深浅測量（1977年11月、1978年6月および11月）の結果から海浜断面形状を図-3.4.33に示しているが、それからも室積海岸東端近くの現在海岸堤防が築造されているところにおいて、漂砂が西から東に移動しているとすれば、漂砂の堆積によって水深が浅くなることと考えられるが、測量期間が短いため顕著な結果は現われていない。しかし、室積海岸の中央部では、水深0m～2mの範囲では侵食、水深4m～8mまでの範囲で堆積と、その量は少ないものの変化が生じており、漂砂は沿岸方向のみならず、沖方向へも移動していることを示唆している。このように、局所的に海浜断面形状の変化が見られるが、前述のように測量期間が1年間と短いため、全体的な傾向は明らかでなく、またこの海浜断面形状の変化から漂砂の移動限界水深を推定することは早計ではあるが、一応水深8m程度と考えてよいであろう。このような海浜断面形状の変化を考慮しつつ、室積海岸全体にわたる海浜変形に伴う侵食・堆積領域を各深浅測量期間ごとに示したものが図-4.2.36および4.2.37である。ただし、侵食および堆積領域

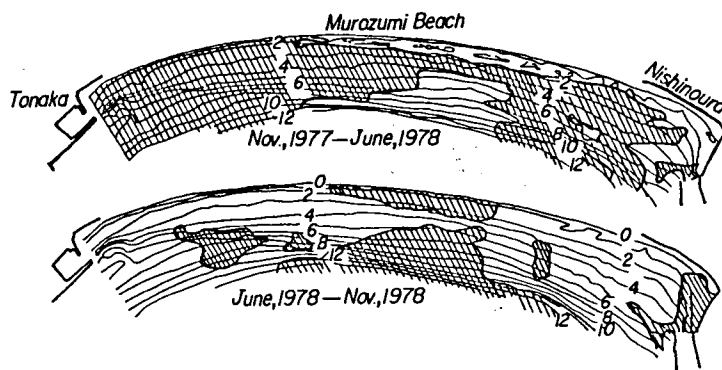


図 - 4.2.36 室積海岸における侵食・堆積領域図

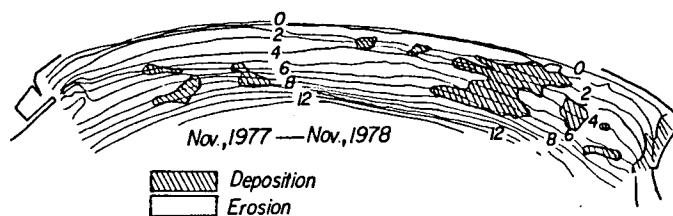


図 - 4.2.37 室積海岸における侵食・堆積領域図

が非常に広く見えるが、これは深浅測量の精度とも関係することは言うまでもなく、水深の変化量は1m以下であることを示し、しかも海浜断面形状の変化からその変化量は0.1m～0.2m程度であると考えられ、深浅測量の精度の範囲であろう。しかし、室積海岸の東端の光漁港（西之浜）港口付近では、各測量期間ともに堆積を示し、この領域では後述するように西側からの漂砂によって堆積すると考えられる。

(b) 底質特性 室積海岸および虹ヶ浜海岸は島田川を唯一の漂砂源としているが、島田川上流域は主として花崗岩類の風化土砂からなる丘陵が広く分布しており、その土砂が海岸まで運ばれ海岸の底質を構成している。両海岸の汀線砂礫を採取し、篩分け分析を行って、その特性を調べたが、底質特性を調べることによって沿岸漂砂の移動方向などが明らかとなる。底質、とくに汀線砂礫および島田川の河床砂礫の採取は、1979年1月17日に行った。なお、この底質採取の時期は冬期季節風時にあたり、来襲波浪の波向頻度はW方向からのものが高いことを考慮する必要がある。すなわち、波向頻度の高い方向の下手側に向って底質特性も変化するものと考えられる。

図 - 4.2.38はその採取位置を示すものであって、室積海岸では象鼻ヶ岬の基部である東端を基点として50m間隔、虹ヶ浜海岸では門蔵山東側より100m間隔でそれぞれ島田川河口に向って砂礫を採取した。また、島田川河床砂礫については河口より約3km上流の木下橋付近まで6カ所にわたって河川の中央部付近の砂礫を採取した。なお、砂礫の採取に際してはその時期の砂礫の状態を最もよく表わしている表層の砂礫を採取するよう心掛けた。汀線砂礫特性の沿岸方向分布、すなわち中央粒径 $d_{50}$ および標準偏



差  $\sigma_\phi$  の結果を図-3.5.21に示しているが、中央粒径の分布から室積海岸の東端より約0.8kmから1.6kmの範囲で砂礫の粒径が一般に粗く、その範囲を中心として両側の海岸では粒径がしだいに小さくなる傾向を示している。一方、約2kmから西側の海岸では水無瀬島による来襲波浪の回折および戸仲漁港防波堤による波浪の回折など、東側の海岸にくらべて来襲波浪が複雑に変化しながら海岸線まで到達するであろうことから、こ

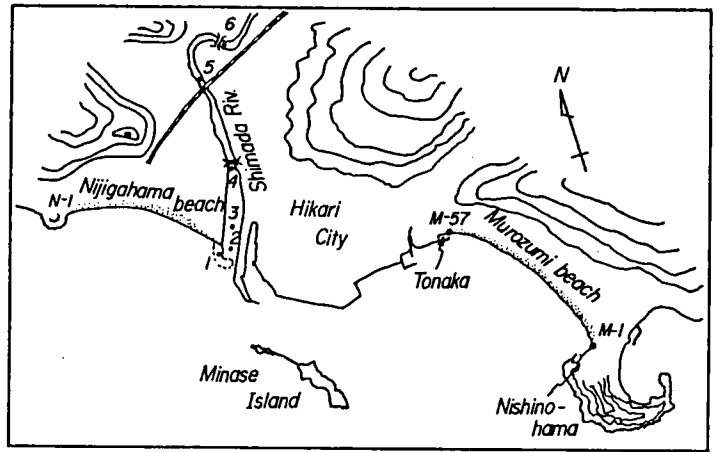
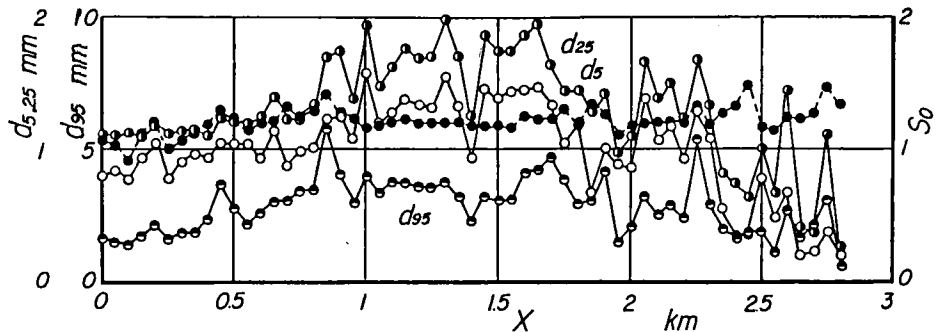
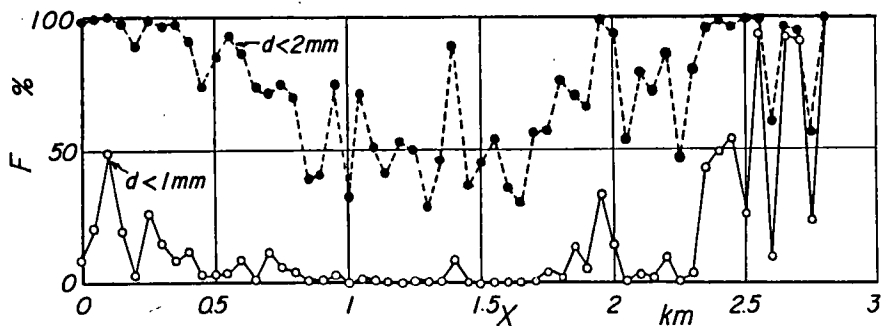


図-4.2.38 底質採取の位置図

の範囲の汀線砂礫の粒径分布は複雑になっている。また、このことは標準偏差の分布においても同様のことが見出され、粒径の粗い0.8km～1.6kmの範囲では来襲波浪の集中によってその範囲の砂礫の淘汰作用が大きく、標準偏差の値が小さくほぼ均一な粗粒径のものから構成されている。しかし、その他の



(a)  $d_{25}$ ,  $d_{95}$  および篩分け係数



(b) 粒径1mmおよび2mm以下の底質の占める割合

図-4.2.39 室積海岸における底質特性の沿岸方向分布

範囲では来襲波浪の特性が複雑であるため標準偏差の値も若干大きく、細粒径から粗粒径の砂礫が混在していることを表わしている。

図-4.2.39(a)は砂礫の5、25および95%粒径と篩分け係数( $\sqrt{d_{75}/d_{25}}$ )を示したものであって、粒径および篩分け係数の沿岸方向分布は中央粒径の分布と同様の傾向を示している。さらに、図-4.2.39(b)は砂礫のうち粒径1mmおよび2mm以下のものが占める割合を沿岸方向に示したものであって、粒径1mm以下の割合は0.8km~1.7kmまでの範囲では1%以下でほとんど含まれていないといっても過言ではない。また、粒径2mm以下のものについても同じ範囲でその占める割合が減少し、この範囲の砂礫は来襲波浪の淘汰作用によって東・西両側の海岸へ移動しているものと考えられる。

底質の粒径は海浜勾配に対応して、一般には海浜勾配が大きくなるほど粒径も大きくなる傾向があるとされているが<sup>12)</sup>、この海岸の海浜勾配、すなわち、水深0mから2mおよび0mから5mの勾配は図-4.2.40に示すようであって、後者の場合東側海岸に比べて西側海岸の勾配が急となり、とくに戸仲漁港付近では1/25程度の勾配を示している。この

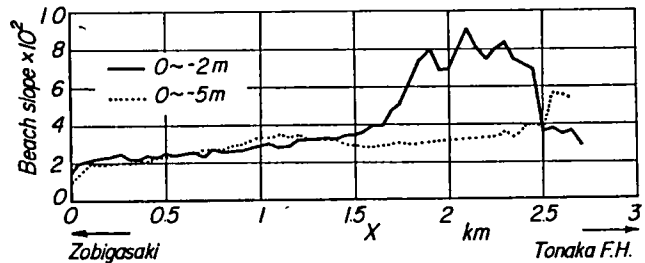


図-4.2.40 海浜勾配の沿岸方向分布

海浜勾配と中央粒径の関係を示したものが図-4.2.41であって、戸仲漁港付近を除いて粒径が大きくなるほど勾配も急となり、しかもそれは海岸侵食が大きく問題になっているところの海岸の東端から約0.8km~1.6kmの範囲である。

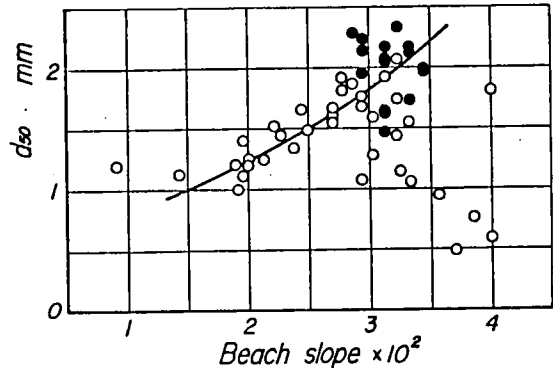


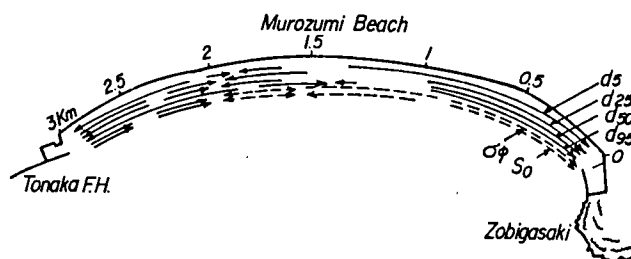
図-4.2.41 海浜勾配と底質粒径との関係

これらのことから室積海岸は島田川からの漂砂の供給が断たれて以来、本調査の実施期間の1979年まで現在約40年になるが、その間に東側は象ヶ岬、西側は武田薬品株式会社の埋立護岸をヘッドランドとするポケットビーチとなったもの

と考えられる。一般にポケットビーチでは汀線砂礫の分布が海岸中央部より両端に向うほど粒径が小さくなる傾向を示すことから、この海岸もポケットビーチとして海岸の中央部付近での粒径が大きく、すなわち来襲波浪の集中およびその両側の海岸への漂砂が考えられる。とくに、象鼻ヶ岬と室積海岸の接続点付近では海浜勾配が非常に緩く、水深0m~5mの範囲で1/50~1/100となっており、漂砂が堆積して海浜勾配が他のところに比べて緩くなっている。

以上のように、汀線砂礫特性の沿岸方向分布から漂砂の主方向の沿岸方向分布を総括的に示したものが図-4.2.42である。この図から約0.8km~1.6kmの範囲に来襲が集中することによって東側と西側への漂砂が存在することが明らかである。しかし、1.6kmから西側では局所的に変化があらわれ、ほぼ

1.8kmから2kmのところでは砂礫の粒径および淘汰度において、東・西両側からの漂砂がある傾向を示すが、この範囲は来襲波浪の直接の入射波と水無瀬島による回折波の重なることによって、複雑な砂礫特性を示している。また、2.2kmより西側では一般に西向きの漂砂の存在を示唆しているが、淘汰度は逆に東側へその値が小さくなって



図－4.2.42 底質特性の沿岸方向分布に基づく底質の推定移動方向

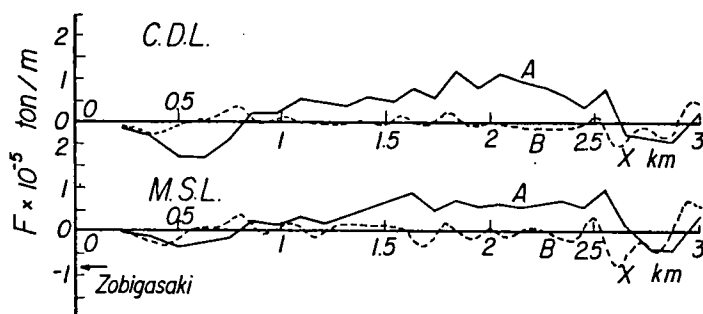
いる。この範囲は水無瀬島による回折波領域であると考えられる。

以上のように、汀線砂礫の特性を検討したが、その特性は砂礫の採取時期のものであって、とくにこの海岸のように冬期季節風時にはW方向からの来襲波浪がほとんどを占め、また夏期の台風時にはS方向の波浪の来襲と季節によって来襲波浪の波向が異なることを考慮すれば、冬期季節風時には東向きの、夏期台風時には西向きの沿岸漂砂が卓越すると考えられる。

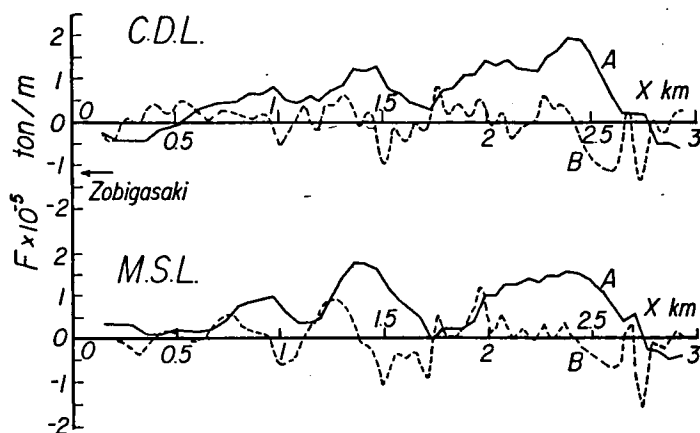
### (3) 波浪エネルギーフラックスの分布

(a) 長期的な波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布特性 図－4.2.43は、前述した1963年から1973年までの11年間にわたる風資料から推算した波浪統計に基づく、室積海岸の波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布であり、その方向は象鼻ヶ岬から西へ向う場合を正としている。また、図中のC.D.L.は計算に用いた水深の値を読み取った深浅測量に基づく室積海岸付近の基準水面であり、M.S.L.は平均水位を用いた計算結果を示している。さらに、図－4.2.43(a)は水深の値を読み取った深浅測量図として1929年9月発行の海図を用いたものであり、(b)は水深15m以浅の値を1977年11月に実施した深浅測量結果を用い、15m以深は海底地形の変化がないものとして、前述の海図の水深値を用いたものである。これらから、図－4.2.43(a)は島田川河口左岸の埋立や港湾の築造が実施される以前のものに対応し、すなわち室積海岸に島田川からの流送土砂が沿岸漂砂として供給されていた期間であるといえる。この場合、現在の室積海岸の両端付近に対応する位置では、波浪エネルギーフラックスの値はほとんどゼロとなっており、室積海岸の両端を横切るような、すなわち海域から流失する漂砂は存在せず、しかも、この海岸の全域にわたって沿岸方向の波浪エネルギーフラックスの絶対値とその変動は小さいので、島田川から沿岸漂砂の供給が存在した当時の室積海岸は比較的安定していたものと考えられる。しかし、海岸の東端から約0.4kmから1kmにかけては、すでに当時から侵食傾向にあり、これは図－4.2.34の汀線変化の沿岸方向分布と定性的により一致を示している。

さらに、図－4.2.43(b)は島田川河口左岸の埋立の影響、すなわち、島田川を漂砂源とする沿岸漂砂の供給が埋立によって遮断された以降に対応するものであるが、これによると来襲波浪のエネルギーフラックスから象鼻ヶ岬から約0.5km付近の侵食が大きく、それより東側の象鼻ヶ岬基部ではその侵食土砂の移動によって堆積領域となるものと考えられる。事実、その付近の汀線および海底の形状は他の場所と相違して、汀線は前進する傾向にあり、また海底勾配も緩く、水深5m程度までの海底が堆積領域



(a) 埋立前



(b) 埋立後

図-4.2.43 波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布

であることが前出の図-4.2.37からも確認される。また、象鼻ヶ岬から0.5 km以西では西向きの波浪エネルギーフラックスの分布が沿岸方向に変動しているが、沿岸漂砂の分布は一般に西向きであることを示し、局部的に堆積傾向にありながらも、全体的には次第に侵食傾向になってきたことがわかる。

一方、波向別に波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布を示したものが図-4.2.44である。これからS方向つまり台風時の高波浪によるエネルギーフラックスが、他の方向のものに比べて大きく、全エネルギーフラックスとその分布はS方向からの波浪によって支配されることが明らかであるが、室積海岸東端の象鼻ヶ岬付近ではWおよびWSW方向からの波浪エネルギーフラックスが大きくなっている。このことは象鼻ヶ岬付近では、冬期季節風時の高波浪によって大きく影響される領域であることを示す。

(b) 短期的な波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布特性 すでに、外力の特性の考察で明らかにしたように、室積海岸に来襲する高波浪の主たる波向は、SおよびWSW方向である。前者の高波浪は、過去11年間の風の記録からみる限りでは、台風によってもたらされており、後者は台風のほか、冬期季節風時および台湾坊主と呼ばれている異常低気圧の通過に伴って発生している。そこで、ここでは台風時

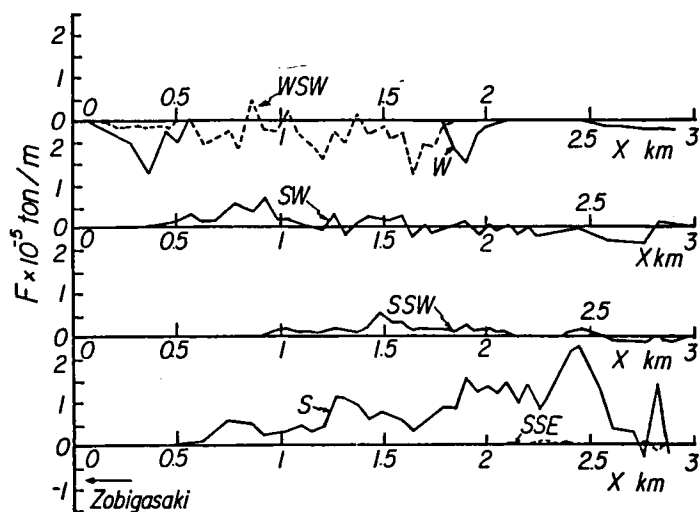


図-4.2.44 波向別波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布

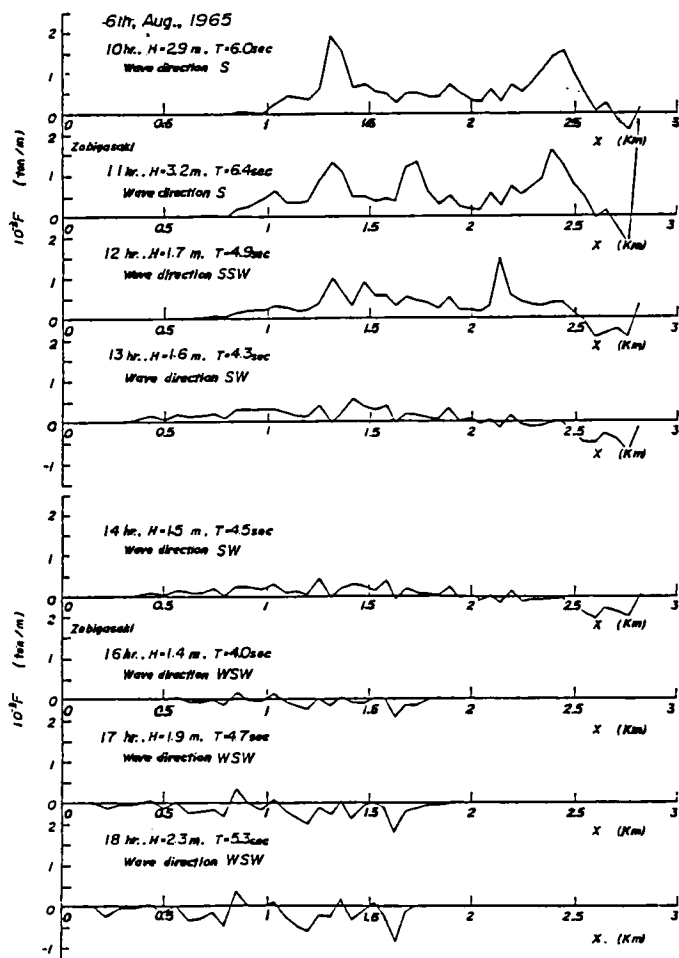


図-4.2.45 台風6515号における波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布の時間的变化

と冬期季節風時とに分けて、それぞれの高波浪による短期的な海浜変形の特徴をまず検討することにする。

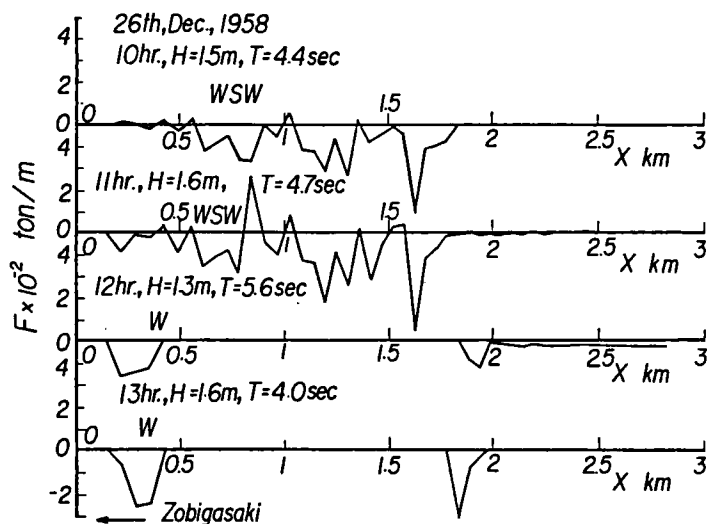
まず、台風時における高波浪来襲時の例は、次のようである。図-4.2.45は台風6515号における波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布の時間的変化を示したものである。熊本付近に上陸した中心気圧940mm bの強い台風は、周防灘を北上し、8月6日9時に山口県萩市付近から日本海へ抜けた。この台風が光市の西方を通過直後から、波向はSEからSへと変化した。台風通過後の8月6日17時頃から波向がWSWに変化し、象鼻ヶ岬より約1.7km以東の海岸では全般的に東向のエネルギーフラックスが見出されるが、高波浪の来襲初期には室積海岸の東側から約1.3kmおよび2.4kmの地点を極大値とする双峰型のパターンで西向きのエネルギーフラックスが発生し、海岸の両端ではいずれもゼロとなっている。しかし、波向がSSWからSW方向に変化すると象鼻ヶ岬から約2.5kmの地点より海岸の西端までは、逆に東向きのエネルギーフラックスとなり、その後波向がWSW方向になると室積海岸全体に東向きのエネルギーフラックスを示すが、波高および周期がともに減少するために、エネルギーフラックスの絶対値が小さく、しかも室積海岸の2km以西では水無瀬島の回折領域になるため、この付近ではエネルギーフラックスの値が無視できるほど小さくなることがわかる。このように、台風通過に伴って波向が変化し、沿岸漂砂も室積海岸の海域内で、東西方向へ移動することを示しているといえよう。

一方、冬期季節風時の高波浪の場合、台風時のように風向の変化はほとんどなく、前述のようにほぼW方向である。図-4.2.46(a)は1958年12月26日の冬期季節風の吹出しから減衰するまでの一つのストームにおける波浪の沿岸方向のエネルギーフラックスの時間的変化を示す。波向は時間とともにWSWからWへとわずかに変化しても、エネルギーフラックスの分布形状は大きく変化する。すなわち、前述したようにW方向の波は水無瀬島でほとんど遮閉され、わずかに室積海岸の東端と、水無瀬島と埋立地間の狭い水道を侵入してくる波浪が直接来襲する象鼻ヶ岬の西2km付近の海岸で、エネルギーフラックスがある程度大きくなるにすぎない。冬期季節風時には、WSW方向からの波によって象鼻ヶ岬から2km付近より東側の海岸で、この岬に向うエネルギーフラックスが発生し、W方向の波の場合と相まって、象鼻ヶ岬付近の底質の堆積をもたらしているといえる。また、(b)には、1977年4月17日から20日までの、異常低気圧の通過に伴う波浪の沿岸方向のエネルギーフラックスの分布を示す。このときの波浪の特性は、波向がWSWで波高が2.5m、周期が5.8sec以上の高波浪が12時間以上継続して室積海岸に来襲したものと推定され、これによって、象鼻ヶ岬へ向うエネルギーフラックスが卓越し、この岬付近で顕著な堆積が生じたと考えられる。

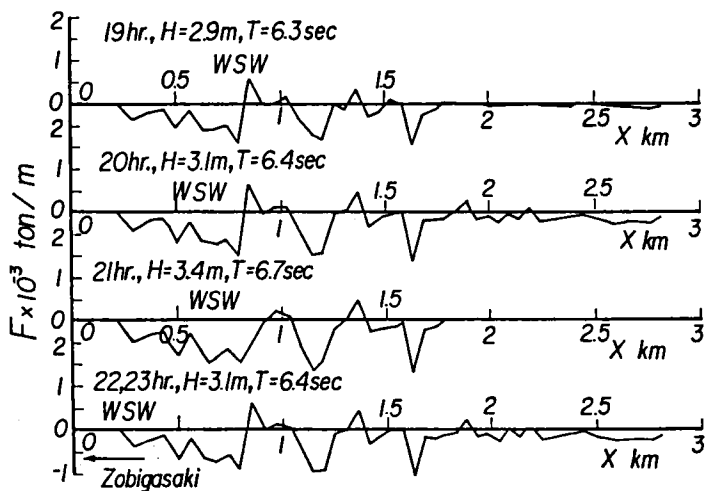
以上のように、室積海岸における来襲波浪のエネルギーフラックスの沿岸方向分布は、台風時または冬期季節風時によって変化があるものの、海域内からの大きな沿岸漂砂としての流失入は存在しないものと考えられる。しかし、象鼻ヶ岬に近い海浜では、砂浜の幅も狭く、また背後に海岸堤防が築造されているために、高波浪時には堤防にまで波が打寄せ、反射波を発生させ沖方向へと底質を徐々に流失させる傾向にあることが、この海岸の侵食傾向をもたらしているものといえよう。

前述の長期間にわたる風資料から来襲波浪を推算するとともに、1次元解析法（いわゆる one-line theory）による汀線の長期変化を示したものが、図-4.2.47である。なお、図は地形図および空中

写真から測定した汀線変化を示す期間ごととしている。これらのうち(a)は島田川から室積海岸へ漂砂の供給が存在した期間を含んでいる。この場合には、汀線の変化量は比較的小さく、汀線の後退領域において若干実測と予測したものとがずれるが、これは室積海岸西端付近の埋立地の影響によるものであろう。また、(b)に示した1963から1967年の期間では、汀線変化量の値が大きくなっており、かつ場所的に汀線の前進・後退領域が複雑になっている。しかし、両者の期間とも象鼻ヶ岬付近では、汀線の前進傾向が見られるが、前述したように高波浪時の海岸堤防による反射波の発生によって、沖側へと底質が移動し、汀線近傍を除いて緩い海浜勾配を形成している。

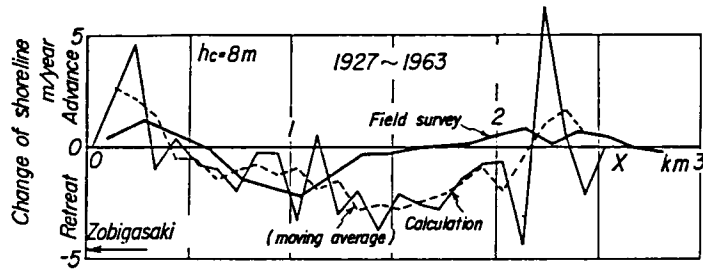


(a) 冬期季節風時

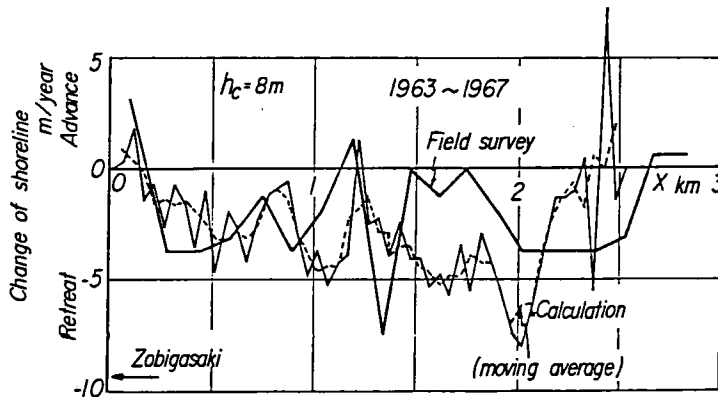


(b) 異常低気圧通過時

図-4.2.46 冬期季節風時および異常低気圧の通過に伴う波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布の時間的变化



(a) 1927 年から 1963 年まで



(b) 1963 年から 1967 年まで

図-4.2.47 計算および実測した汀線の沿岸方向変化

#### 4.2.3 琵琶湖西岸および萩の浜

わが国最大の湖である琵琶湖は、長軸方向約 63km、北湖の最大短軸方向は約 23 km と海岸における小湾以上の大きさをもっている。琵琶湖には、大小数多くの河川が流入し、それぞれの河川が漂砂源であり、また琵琶湖全体を考えればそれ自身が 1 つの漂砂系をもっているといえよう。この漂砂系は一般の海岸とは相違し、湖全体として、また、個々の湖岸としての両者を併合していることになる。

まず、漂砂の保存系として琵琶湖西岸全域（北湖）における地形の変遷と現状、各地域における波浪特性、底質特性および沿岸漂砂量の分布について概観した後、さらに狭い領域の漂砂系として、一般の海岸にみられる砂浜海岸と同じような規模をもつ高島町萩の浜の特性について詳述する。

##### (1) 湖岸地形の変遷

(a) 西岸地形の変遷 琵琶湖西岸の地形は、その北端の海津から堅田までの北湖において、大きく 3 つに分けることができる。<sup>13)</sup> まず第 1 は海津から萩の浜南端までの区間である。背後地に勾配の緩い

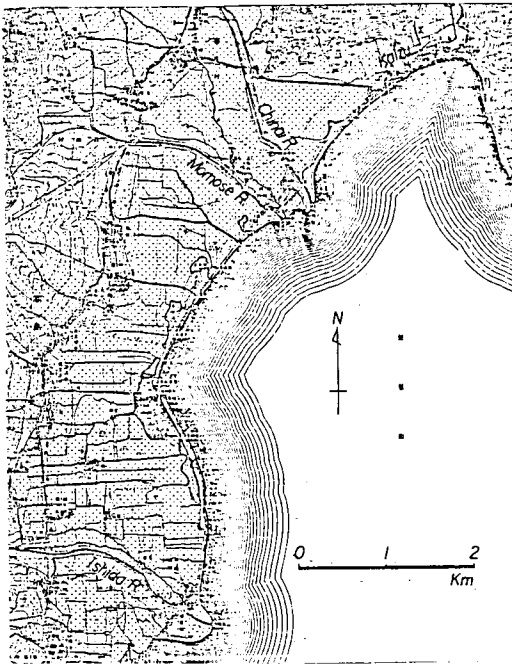


平野が広がっており、主要な流入河川は北側から知内川、石田川、安曇川および鴨川であって、とくに安曇川河口部は河口デルタの発達が顕著となっている。一方、他の3河川の河口デルタは尖頭状の地形となっている。琵琶湖への河川の流入方向は、長年月にわたる河川と琵琶湖からの外力の相互作用によって形成されたものであって、知内川は北から南の方向へ若干流路を曲げて流入している。石田川および鴨川は逆に南から若干北側へと流路を曲げており、それぞれ外力の作用は知内川では北からの、石田川と鴨川では南から作用してきたものと推察される。また、図-4.2.48に示すように、1893年測図の1/20,000地形図では湖岸各所に内湖が見られ、とくに知内川と石田川に挟まれた深清水集落の前面に、大きな内湖が見られる。この内湖の琵琶湖側は浜堤とも言うべき、細長い砂浜が北側および南側から延びており、この両方向からの長年月にわたる沿岸漂砂によって形成されたことをうかがわせる。また、石田川河口と安曇川河口デルタの北端に位置する木津集落との間にも内湖が見られ、その浜堤も石田川からの流送土砂と安曇川河口デルタからの沿岸漂砂の堆積によるものと考えられよう。

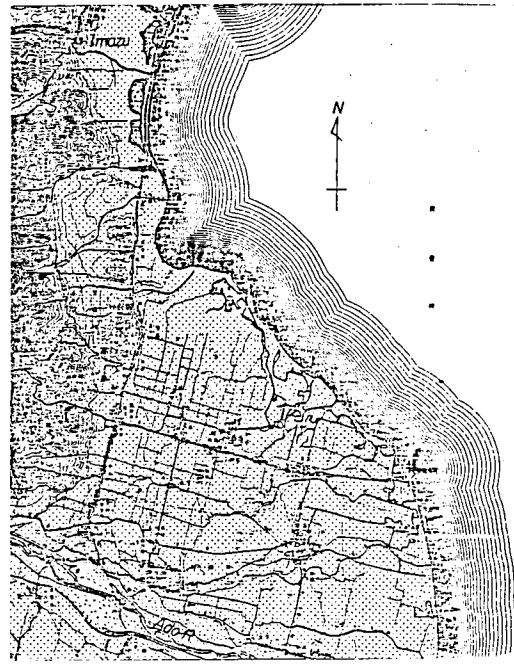
さらに、安曇川南川河口と鴨川河口の間においても、大きな2つの内湖があり、四津川集落は南側内湖の浜堤に位置しているといえよう。この浜堤は、その地形から見て鴨川河口部からしだいに延びてきたことをうかがわせるし、また、前述の鴨川の流入方向と相まって、南側からの外力による鴨川からの流送土砂が沿岸漂砂として堆積したものと考えられる。さらに、内湖は萩の浜の中央部および現在の乙女ヶ池と呼ばれるものがあり、とくに萩の浜中央部の内湖は、鴨川からの流送土砂および萩の浜南側からの沿岸漂砂によって、その湖口が閉塞しつつあるものといえよう。なお、萩の浜の地形の変遷については後述するように、浜の中央部の汀線がしだいに前進し、1893年から1961年までの約70年間で、最大90mも前進したことを示す。一方、乙女ヶ池の前面には浜堤があり、現在も住宅地あるいは道路として利用されているが、その地形から打下付近からしだいに延びてきたものと想像されるが、1893年の地形図および最近の湖沼図によっても、打下付近には浜堤を形成させるような流入河川や広い砂浜が見られず、他の内湖前面に延びる浜堤と若干様相が異っている。一方、打下から小松付近までは山地が湖岸に迫っており、とくに打下から白髭神社前面には砂浜はほとんど見られない湖岸地形を呈している。しかし、打下と白髭神社の中間の屈曲部には1893年の地図においても、局所的に尖頭状に延長約300mの砂浜が存在している。この砂浜はその形状を変化しつつも、現在においても見られ、これは北側からの沿岸漂砂と白髭神社付近の南側からの沿岸漂砂の両者が堆積する箇所になっているものと考えられる。

また、白髭神社以南の鶴川から堅田までの湖岸は、比良山地からの流送土砂によって形成された扇状地が連なった湖岸であるといえよう。北小松以南では堅田まで数多くの中小河川が琵琶湖に流入しているが、河口デルタを形成しているのはその内4河川である。しかし、和辻川を除く、比良川、大谷川および八屋戸川の3河川は比良山地に続いて扇状地が形成され、その延長に河口デルタがつくられているが、和辻川および真野川の背後は低い丘陵地であって、扇状地の発達は顕著でなく、扇状地の終端から河口部までの標高差は約6m程度となっており、和辻川および真野川とも天井川の観を程している。

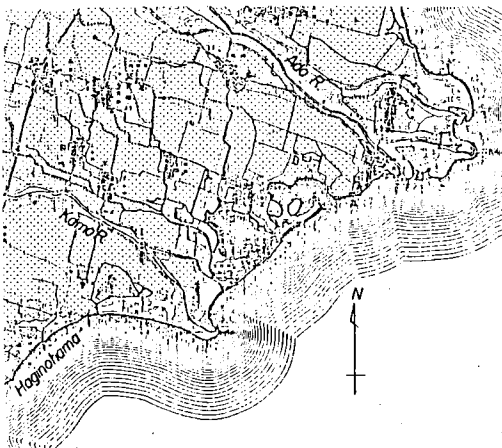
この南部領域における内湖は、山地から湖岸までの勾配が急であることから、雄松崎に見られるのみで、この内湖を囲む浜堤と旧河道の痕跡から、比良川および北小松南側に進入する河川からの沿岸漂砂



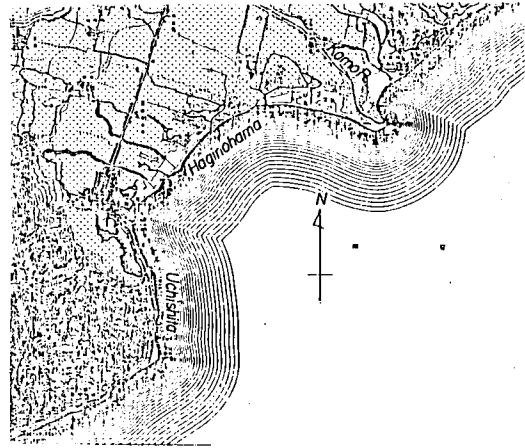
(a) 1893 年



(b) 1893 年

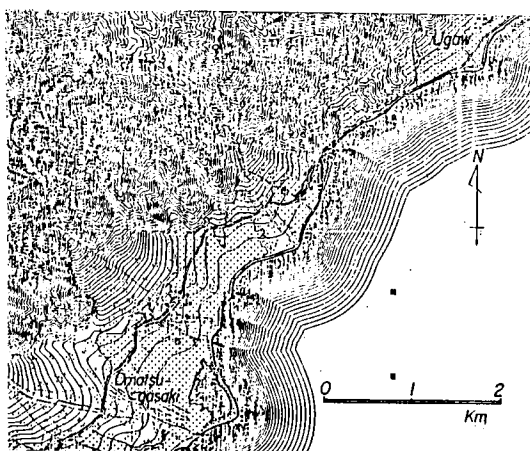


(c) 1893 年



(d) 1893 年

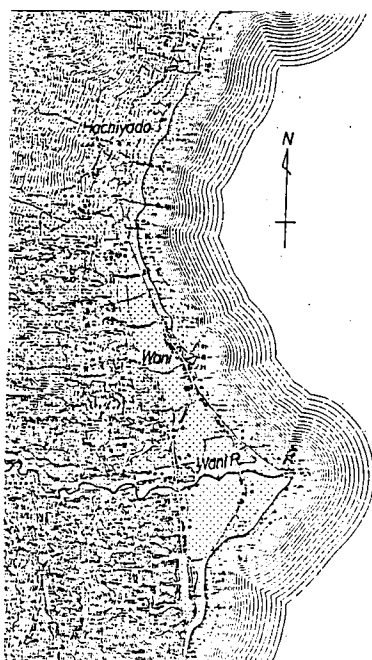
図-4.2.48 琵琶湖西岸の地形(1893年測図)(1)



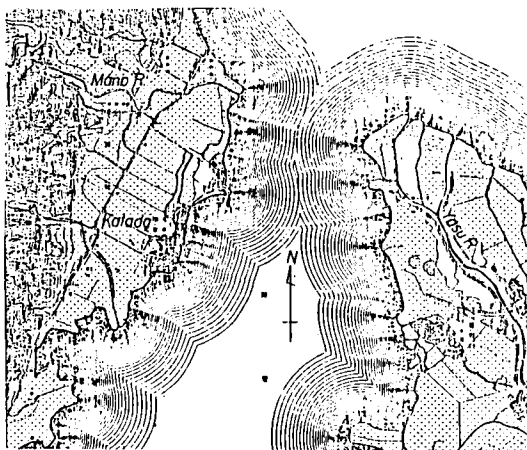
(e) 1893 年



(f) 1893 年



(g) 1893 年



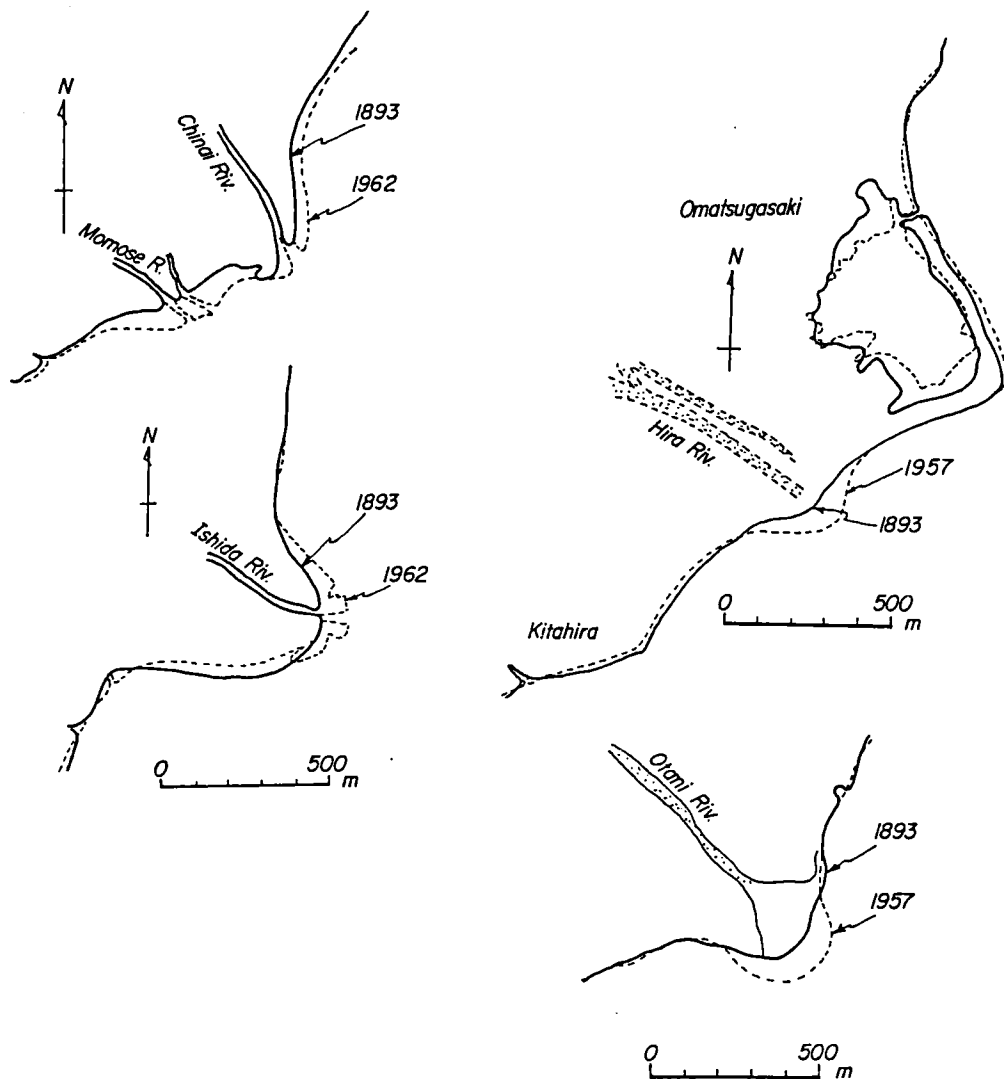
(h) 1893 年

図- 4.2.48 琵琶湖西岸の地形(1893年測図)(2)

の堆積と旧河口の低湿地によって形成されたものといえよう。

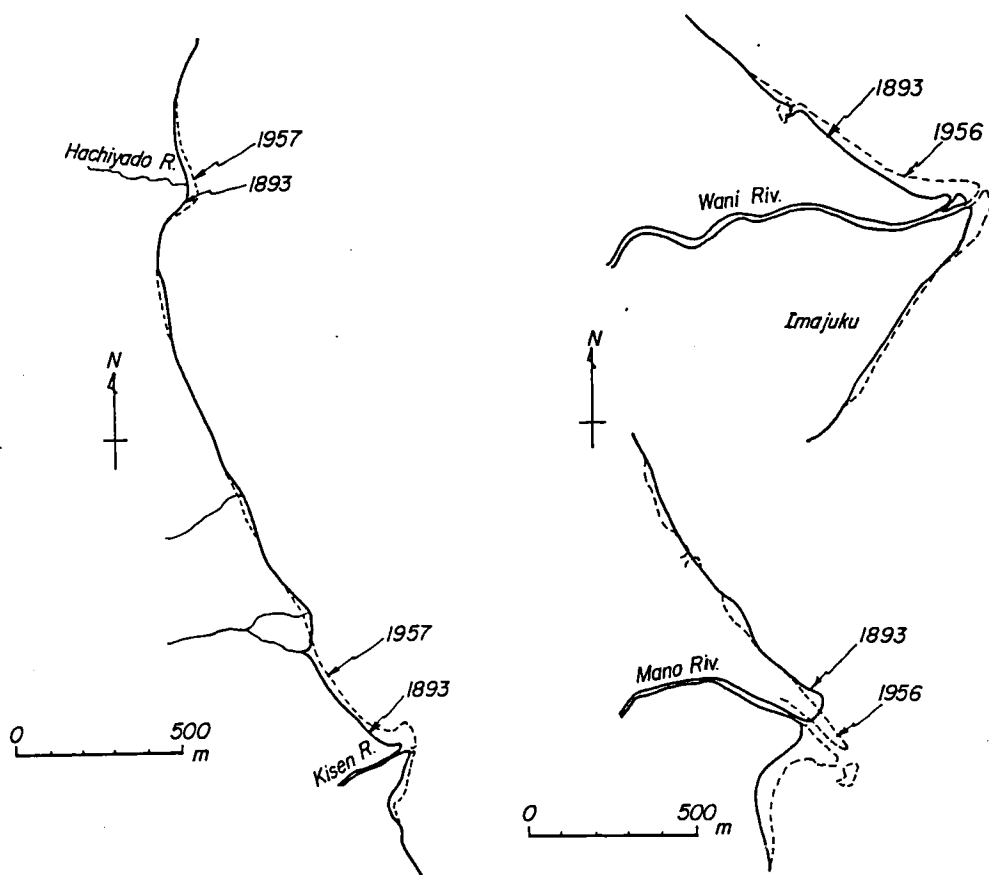
(b) 河口部地形の変遷 琵琶湖西岸の河川は、打下から和辻付近まで比良山地が湖岸に泊り、山地から平野部にかけて扇状地が発達している。この扇状地の先端が湖岸に接して小規模な河口デルタを形成している。一方、打下より北側と和辻より南では、平野部も広く、前述のような典型的な扇状地に続く河口デルタは形成していない。

図-4.2.49は琵琶湖西岸の主要な流入河川の河口デルタ形状の変化を示したものである。ただし、安曇川および鴨川については、(5)において詳述しているため省略している。なお、用いた地形図は、1893年(明治26年)測量の地形図および1956~1962年(昭和31~37年)測量の湖沼図である。



(a) 知内川、石田川、雄松崎および大谷川河口デルタ

図-4.2.49 流入諸河川の河口デルタ形状の変化(1)



(b) 八屋戸川、喜撰川、和迹川および真野川河口デルタ

図-4.2.49 流入諸河川の河口デルタ形状の変化(2)

まず、マキノ町を流下する知内川および百瀬川の河口デルタは、1893年と1962年で、その形状に大きな変化は見られないものの、デルタ先端が発達して、局所的に100m程度前進している。また、知内川の北側湖岸は、この約70年間に20m程度、汀線が前進したことをうかがわせるが、測量図の精度との関係から若干値が大ききようにも考えられる。生来川と百瀬川に挟まれた1962年の河口部汀線は、周囲に護岸があることから、埋立など人為的な作用によってデルタが拡張されたものであろう。一方、知内川河口から約2km南の石田川河口デルタは、1893年に比べて前進と同時に、デルタ南側が侵食され、北側に堆積しており、南側からの外力によって河口デルタがしだいに変形したものといえよう。

次いで、雄松崎から北比良にかけての湖岸は、前述のように、雄松崎背後に内湖が残され、また、その南側の比良川河口デルタは、1893年以来約65年で最大100mも前進しており、比良山地からの流送土砂が多量にわたることを示している。しかし、河口より南側の北比良集落前面の湖岸線は若干後退しているようである。この比良川と同じく、比良山地からの流送土砂によって形成されてきた大谷川河口も、大きく発達し、比良山地の風化花崗岩の崩壊に伴う流送土砂が多いことを示しているといえよう。

また、1893年の地形図には比良川の河道が幾筋も書かれており、洪水時に流路が変化したことを現している。

さらに、比良山地より南に位置する和迹川および北湖と南湖の境界に位置する真野川河口は、比良山地前面の河口デルタに比べて、デルタの発達はあまり著しくない。これは流送土砂量の相違とともに、平野部を流下する距離が長いことによるものであろう。しかし、両河口デルタも約60年間で、その先端をより沖方向に延ばしている。とくに、真野川河口デルタの左岸側砂州は南東方向へ延びているが、1893年の汀線では若干侵食され、河口右岸側汀線の前進が顕著である。これは北側からの波浪によって、流送土砂と沿岸漂砂が南東方向への砂州の延長と河口デルタ南側湖岸の前進をもたらしたものと考えられる。

以上のように、琵琶湖西岸に流入する河川の河口デルタは、その地域から大きく3つに分けることができる。まず第1は高島町以北の比較的平野部の流下距離の長い河川のものである。第2は、比良山地の多量の流送土砂を流下させ、扇状地の末端が河口デルタに接続した河川であって、地形図の比較から最も河口デルタの発達が顕著なところである。また第3は、第1の河口デルタと共通して平野部の流下距離の長い、比良山地以南の河川によって形成された河口デルタである。

## (2) 来襲波浪の特性

琵琶湖における波浪の観測は短期間のもの<sup>14)</sup>が若干あるのみで、湖岸各地点における長期間にわたる観測資料は皆無である。一方、風資料については、1892年以来彦根気象台において観測されており、長期間にわたる波浪を推算するために有用である。しかし、図-4.2.50に示すように、SMB法によって推算した年最大有義波高の経年変化においても変動が見られ、とくに1950年頃より減少の傾向を示しているが、これは台風の上陸、通過と密接に関係することがわかる。このため波浪の推算にあたっては、長期間にわたる風資料に基づいて行わなければならない。このため観測間隔など資料の整理上、統一されている1950年以降の資料を用いて行った。

まず、彦根気象台における風資料の1950年以降1981年までの風配図の例を示したものが図-4.2.51であり、NW～NおよびSSW～SE方向の風に分けられ、前者は冬期季節風、後者は夏の台風に伴うものである。とくに、琵琶湖北西岸に位置する萩の浜は、NW～N方向の風は陸風となるために来襲波浪と関係しないが、SSW～SE方向の風によって波浪が発生、発達して砂浜への直接の外力となることを示している。しかし、後述する来襲波浪のエネルギーフラックスの沿岸方向分布は、風資料から波浪の推算を行うことから、西岸湖岸および萩の浜における風を推定しなければならない。そのため、彦根気象台の風

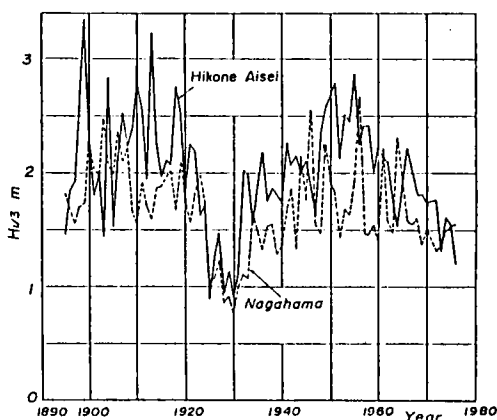
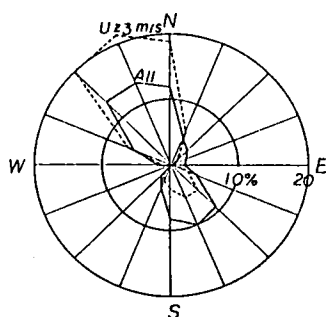
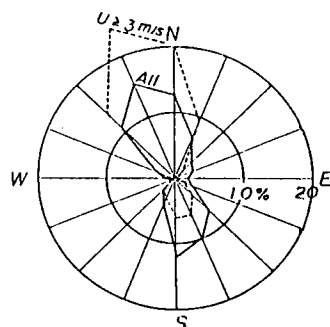


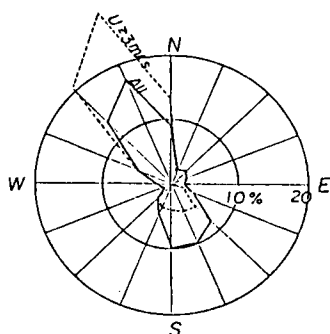
図-4.2.50 彦根愛西地区および長浜における年最大有義波高の変化



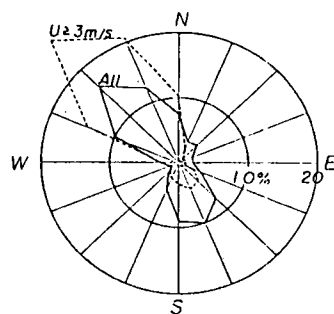
(a) 1950年から1954年(台風数17)



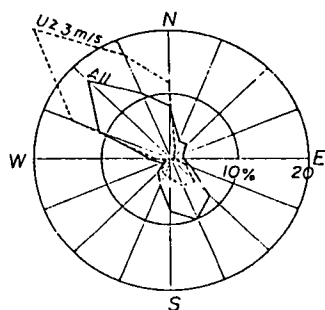
(b) 1955年から1959年(台風数21)



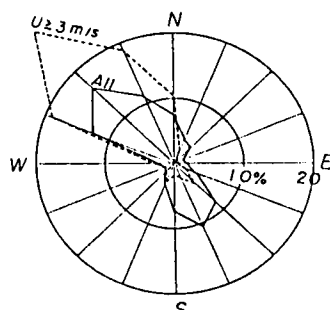
(c) 1960年から1964年(台風数17)



(d) 1965年から1969年(台風数12)



(e) 1970年から1974年(台風数7)



(f) 1975年から1981年(台風数7)

図-4.2.51 彦根における風配図

資料と萩の浜近傍の安曇川河口付近で観測された短期間の風資料を対比させることによって、長期間の風を推定した。ただし、風向については両者の系統的な相違は見出されなかったので彦根における風向を用いている。風速については、萩の浜と彦根は約20 km離れており、時間おくれを考慮すると、図-4.2.52のように比例定数を1.13とすればよいことがわかる。この関係を用いて彦根気象台の風資料からSMB法によって西岸各湖岸および萩の浜における波浪の推算を行った。図-4.2.53は対象とした湖岸の各地点を示し、図-4.2.54は各地点における沖波のエネルギーフラックスの方向分布を示し

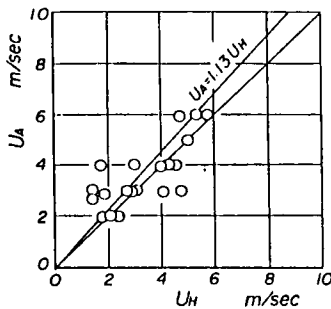


図-4.2.52 時間おくれを考慮した彦根、安曇川における風速の関係

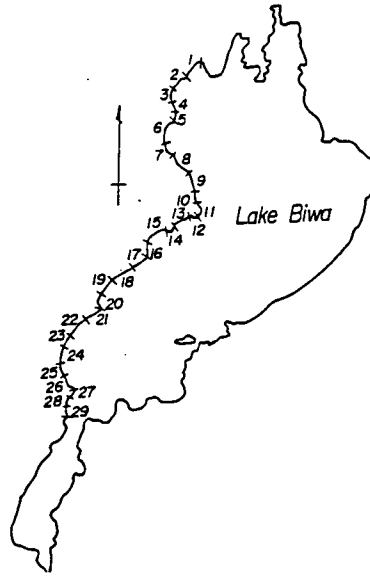


図-4.2.53 西岸沿岸における波浪推算地点

ている。また、後述するように海浜地形は来襲する波浪特性に応じた地形を形成するものであり、とくに海浜の底質特性との関連を見出すために、砂浜の形成に影響する波浪特性を検討する。そのひとつは、

海浜に来襲する波浪エネルギーフラックスである。そのために、簡単のために沖波を対象として、波浪のエネルギーフラックスに対応する指標  $H^2 T$  (ここに  $H$  は有義波高、 $T$  は周期である) を計算し、その汀線に直角方向の成分を波向別に計算し、集計する。この計算は、前述した32年間に対して行う。すなわち、琵琶湖西岸の29地区について、それぞれ数地点ずつ、合計135点について計算した一例を示している。

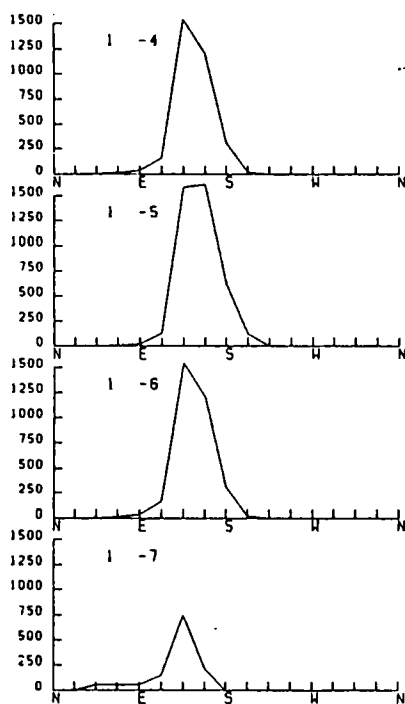
この結果によると、西岸における各地区または地点の多くでは、ある波向に対してかなり波浪エネルギーが集中していること、いいかえれば砂浜の形成に最も支配的な波向が存在することがわかる。しかし、ある地区では、この分布が双峯型を示す場合もみられるが、これはその地区の吹送距離の方向別分布によるものであろう。

一方、後述する萩の浜における波浪の推算結果は、次のようである。図-4.2.55は推算した年最大有義波高の経年変化であって、図中にはその最大波高を発生させた台風名と波向とを記入してある。これから明らかなように、年最大波高の発生はほとんど台風の原因しており、1950年のジェーン台風によるものを最大として、1965年以降は台風の来襲と大きく関係して漸減していることがわかる。一方、来襲波浪のエネルギーフラックスを計算し、その経年変化を示したものが図-4.2.56である。これは萩の浜における沖波のエネルギーフラックスを方向別に示しており、図-4.2.55と同じく、1950年より平均的には波浪エネルギーフラックスが経年的に減少傾向にあることがわかるが、いうまでもなく、この傾向は台風の上陸と密接に関係するはずである。

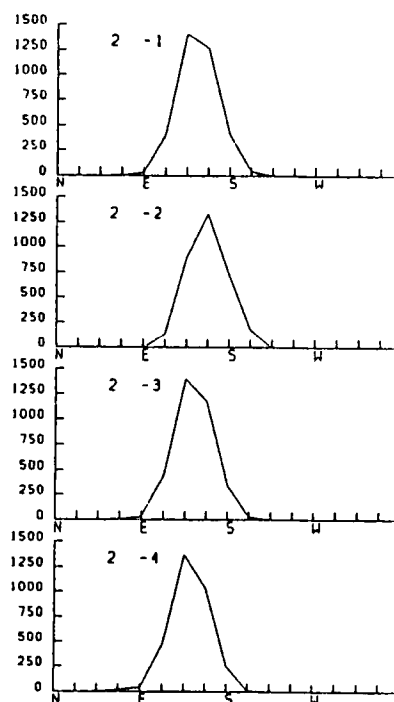
### (3) 西岸沿岸における底質特性

琵琶湖岸における砂浜の形状状況を調べるためには、波浪特性のみならず、底質特性などを調査しな

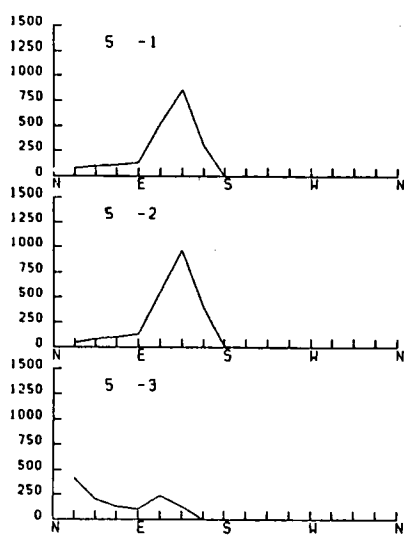




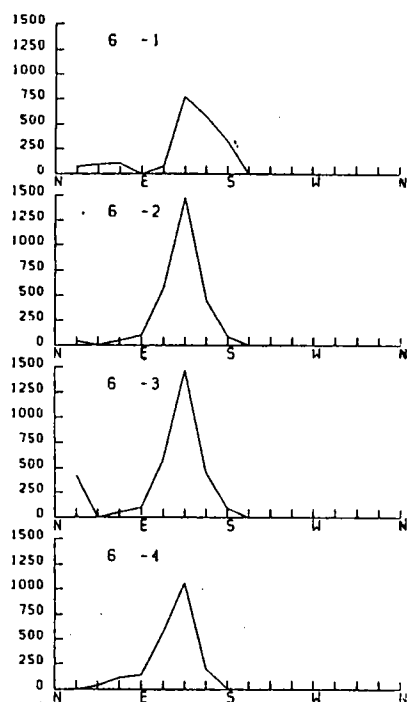
(a) St. 1-4 ~ 1-7



(b) St. 2-1 ~ 2-4

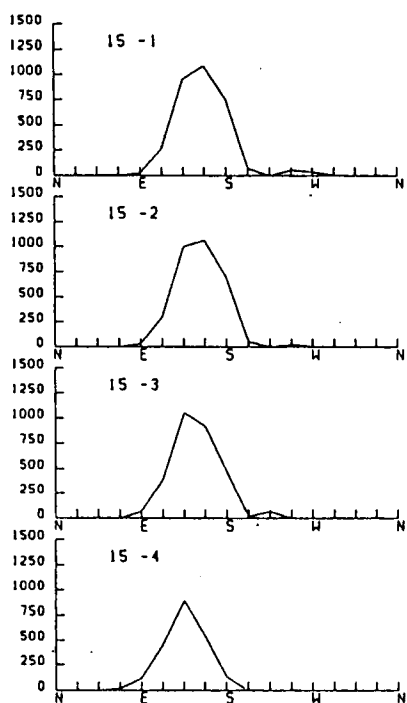


(c) St. 5-1 ~ 5-3

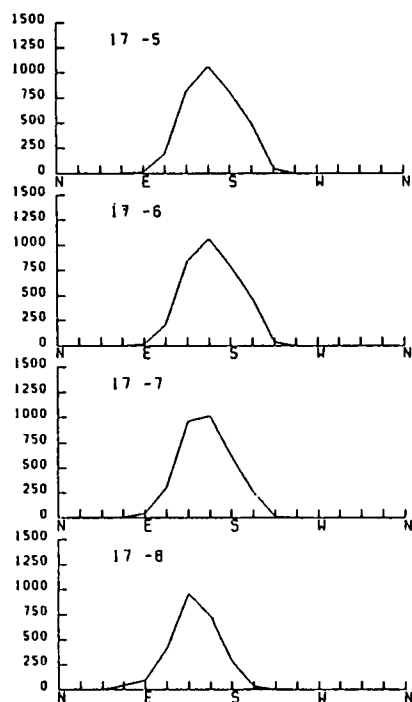


(d) St. 6-1 ~ 6-4

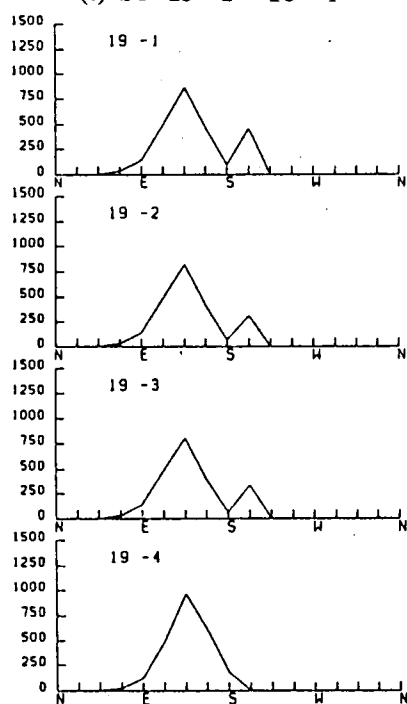
図 - 4.2.54 西岸各地区における沖波エネルギーフラックスの方向分布 (1)



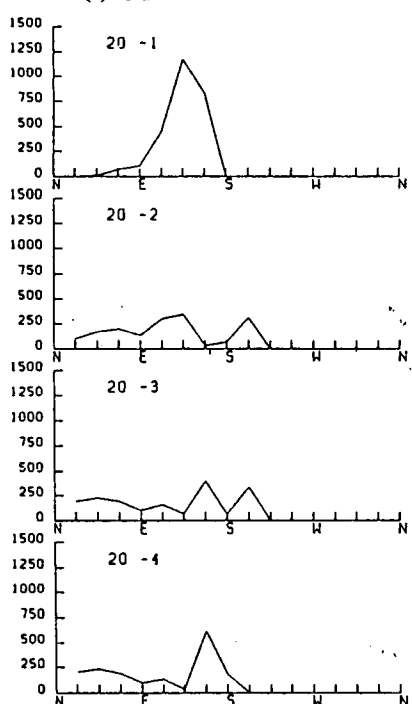
(e) St. 15 - 1 ~ 15 - 4



(f) St. 17 - 5 ~ 17 - 8

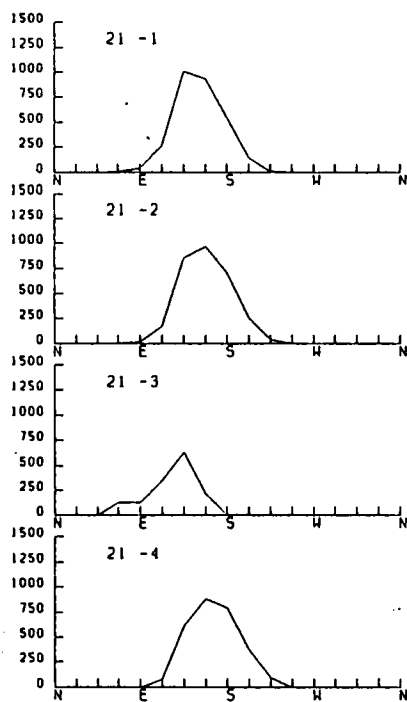


(g) St. 19 - 1 ~ 19 - 4

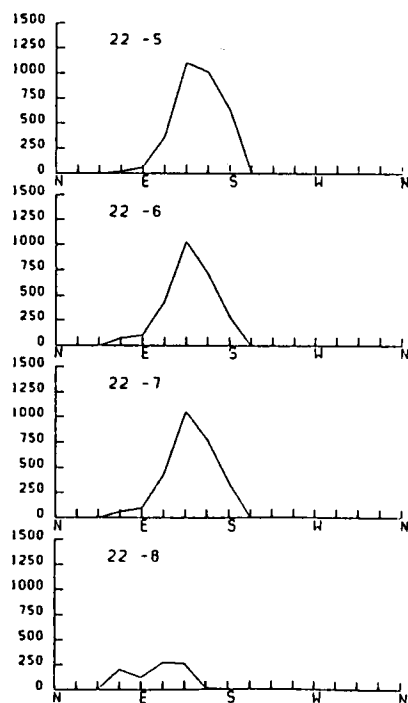


(h) St. 20 - 1 ~ 20 - 4

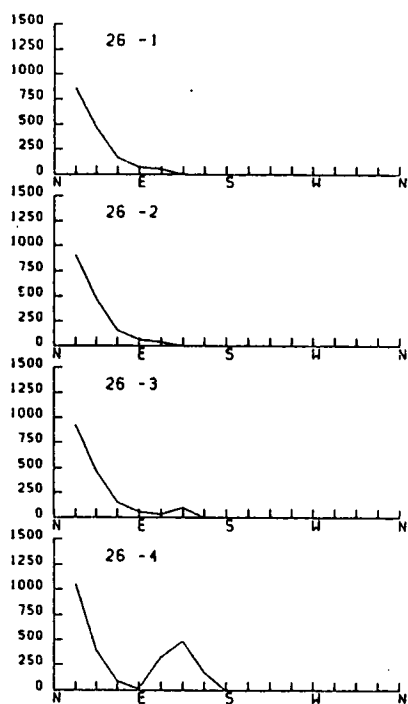
図- 4.2.54 西岸各地区における沖波エネルギーフラックスの方向分布 (2)



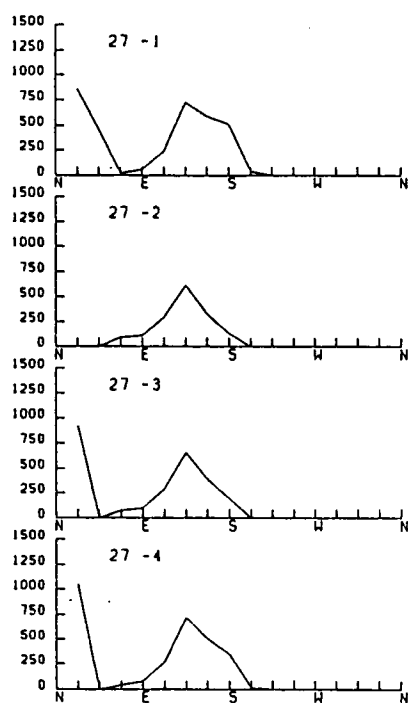
(i) St. 21 - 1 ~ 21 - 4



(j) St. 22 - 5 ~ 22 - 8



(k) St. 26 - 1 ~ 26 - 4



(l) St. 27 - 1 ~ 27 - 4

図 - 4.2.54 西岸各地区における沖波エネルギーフラックスの方向分布(3)

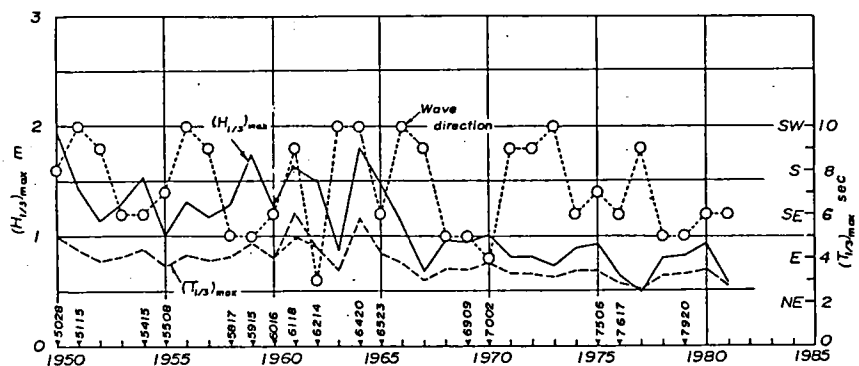
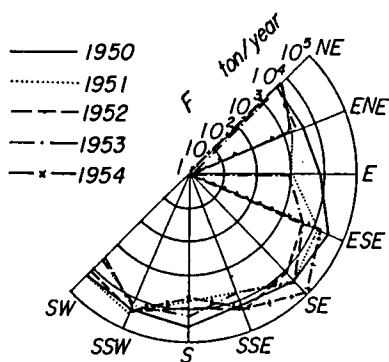
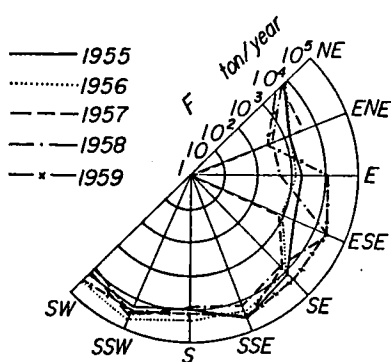


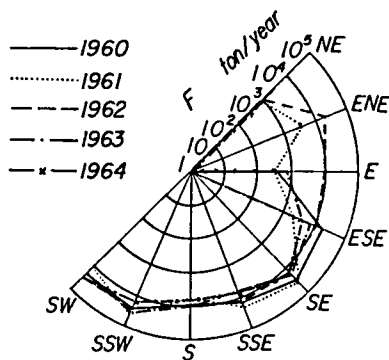
図 - 4.2.55 年最大有義波高, 周期および波向の経年変化



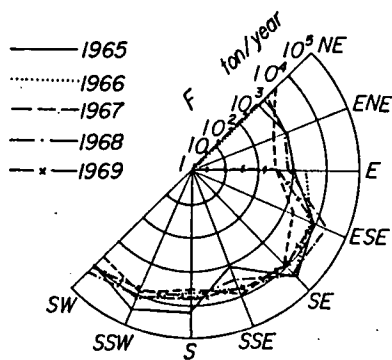
(a) 1950年～1954年



(b) 1955年～1959年

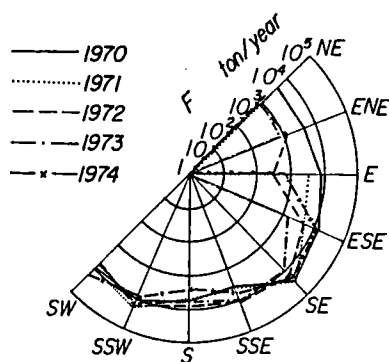


(c) 1960年～1964年

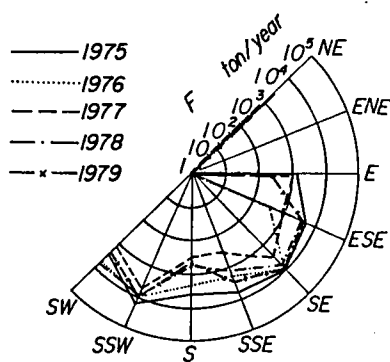


(d) 1965年～1969年

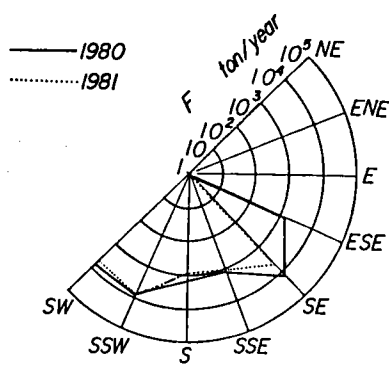
図 - 4.2.56 萩の浜における沖波のエネルギーフラックスの方向別経年変化 (1)



(e) 1970 年～1974 年



(f) 1975 年～1979 年



(g) 1980 年～1981 年

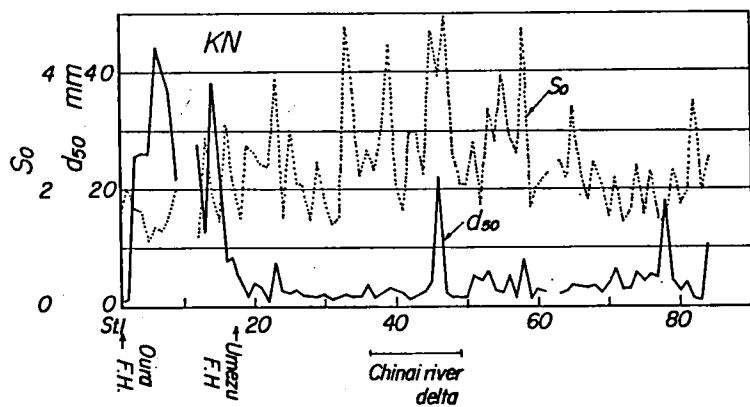
図-4.2.56 萩の浜における沖波のエネルギーフラックスの方向別経年変化(2)

ければならない。海津大崎から堅田地区に至る延長約 100km に及ぶ沿岸について、汀線における底質の採取を行い、その篩分け分析から底質特性の沿岸分布を明らかにするとともに、波浪、砂浜形状などの特性との関係を究明する。底質調査は琵琶湖西岸一帯であるが、湖岸における砂浜の形成状況から、底質採取地点は北湖に限定する。すなわち、調査区域の北端は海津大崎で、南端は堅田地区真野浜までである。

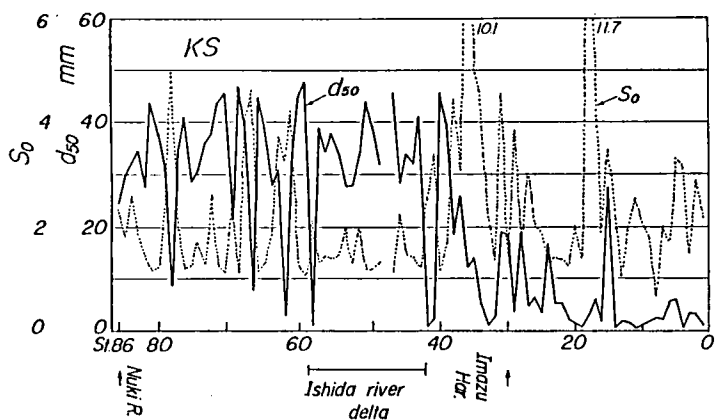
底質を採取する間隔は、原則として沿岸に沿って 100 m とするが、河川が流入して砂浜を形成している範囲においては、50 m 間隔とする。知内川、石田川および和述川河口区域および雄松崎は後者の採取間隔としている。

(a) 底質特性の沿岸方向分布 まず、海津大崎から安曇川河口北側までの区域では、海津大崎から海津漁港まで、湖岸は崖となっているために砂浜はなく、局所的に大粒径の礫から構成されている。このため、一応ここでは海津漁港付近から以南の、底質の分布特性について述べるが、安曇川河口北側には広く葦原が続いており、湖岸へ立入ることが不可能であったため、その地域は底質を採取していない。

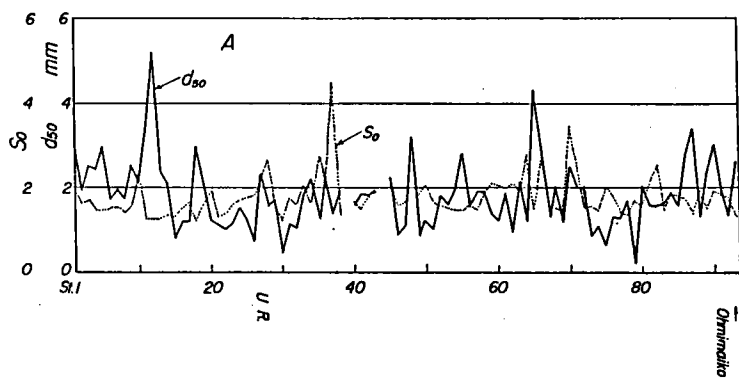
図-4.2.57 は海津漁港から真野川河口北側までの、中央粒径  $d_{50}$  および篩分け係数  $S_0$  の沿岸方向分布である。これによると大浦漁港から海津漁港までは、前述のように湖岸は崖であり、崖を構成する岩石の崩壊などによる大粒径の底質が分布している。しかし海津漁港より南では、中央粒径が 2mm～5mm 程



(a)

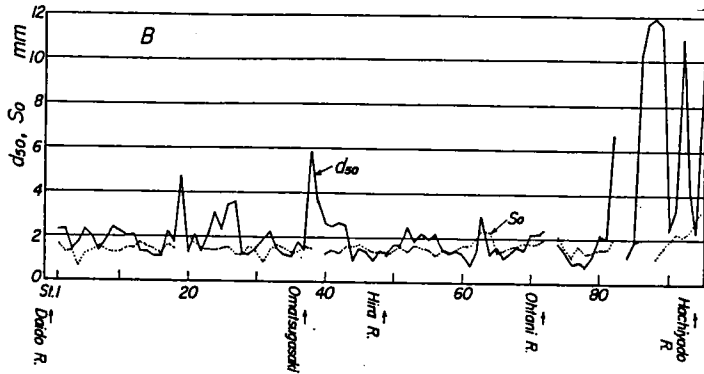


(b)

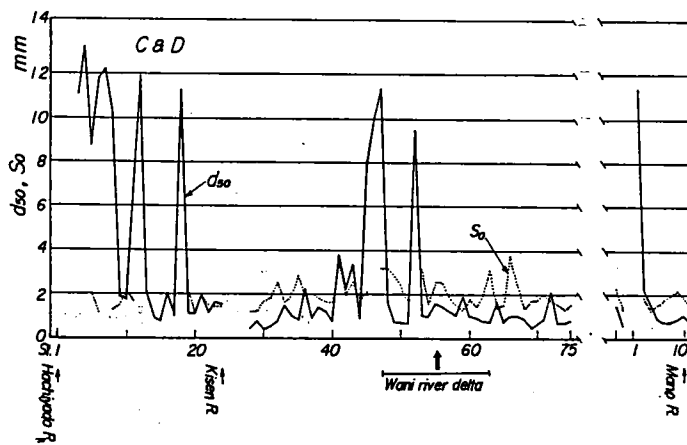


(c)

図-4.2.57 海津漁港から真野川河口に至る底質特性の沿岸方向分布 (1)



(d)



(e)

図-4.2.57 海津漁港から真野川河口に至る底質特性の沿岸方向分布 (2)

度の底質が分布している。とくに、知内川河口デルタにおいても、一部を除いて粒径は小さく、知内川からの流送土砂の粒径は比較的小さいものといえよう。しかし、マキノ町の貫川河口付近から南では、底質粒径は急激に大きくなり、今津漁港付近まで、局所的な変化はあるものの30mm～40mm程度の粒径を示す。一方、今津漁港より南側では、その粒径が漸減する傾向を示している。また、篩分け係数 $S_0$ の分布は、知内川河口デルタ付近で、その値は平均的に見ると3程度であるが、河口デルタの北側および南側では若干値が小さくなっている。このことは、河川から流送された土砂が、波浪などの作用によって淘汰されにくいことを表しているものと思われ、来襲する波浪が比較的小さいことを示しているものといえよう。一方、貫川以南では $S_0$ の値は、北仰浜から領家浜分にかけて比較的大きいが、石田川河口のデルタでは一般に小さく、比較的均質な粒径の底質によって構成されていることが明らかである。また、この河口デルタから今津港付近までは、 $S_0$ の値も大きく不均質な粒度組成を示している。この石

田川河口デルタおよびそれ以南、今津港までの底質は、知内川河口デルタの底質分布と相違して、N方向からの来襲波浪によって、石田川河口デルタの底質のうち、小粒径のものが南側へと運搬されることから、底質の $S_0$ の変化のみならず、石田川河口デルタ以南において粒径の漸減が生じているものといえよう。さらに、萩の浜南側の打下から真野川河口までは、比較的底質粒径が小さく、中央粒径の値も2mm程度となり、その篩分け係数の値も小さいことから均質な底質であるといえよう。しかし、流入河川の河口部では流送土砂が淘汰されずに存在し、粒径および篩分け係数とも大きくなり、とくに、比良山地に接する大谷川河口以南の喜撰川河口付近ではそれらの値が大きくなっている。

(b) 底質特性、湖岸地形および波浪特性との関係 底質特性、とくに海浜断面に沿う粒径分布および底質粒径と前浜勾配の関係は、すでに3.5において検討した。ここでは、琵琶湖西岸全域にわたって波浪の推算を行い、また、底質特性も明らかにしたことから、湖岸に沿うそれぞれの特性を関連づけて考察する。3.5.4において底質、前浜勾配および波浪エネルギーとの間にはひとつの関係のあることがわかったが、果して波浪エネルギーとしてどのような期間を対象としたものを採用するか、あるいは本当に前浜勾配のみが関係するのかなど検討すべき点が少なくない。したがって、ここではいまだ砕波特性との関係を導入し、また長期間にわたる波浪特性を用いて検討することにしよう。すなわち、図-4.2.58は波のエネルギーをパラメーターとして、中央粒径 $d_{50}$ と前浜勾配の関係を示したものである。

図から明らかなように、波浪エネルギーの大きい地点では粒径が粗く、波浪エネルギーの小さい場合は細かくなっている傾向は見られるが、全体的にバラツキが大きく、中央粒径と前浜勾配とのあいだには顕著な関係は見られない。このことは、前述したように沖波のエネルギーフラックスの方向分布からも、琵琶湖における波浪エネルギー( $10^3 - 10^4$  (ton/yr))は通常の海岸のそれ( $10^5 - 10^6$  (ton/yr))とは異なり2オーダー程度小さいため、波浪による篩分け効果が極めて小さいものと思われる。

そこで、分級による効果を調べるため、底質の中央粒径が砂浜または湖底の勾配と底質の篩分け効果によって関係づけられることを考えて、次式を仮定する。

$$d_{50} = f(\tan \theta, S_0) \quad (4.2.1)$$

ここに、 $S_0$ は篩分け係数(sorting coefficient)であり、 $\tan \theta$ は湖沼図の1.5m等深線から求めた湖底勾配である。この関係によって整理した結果を図-4.2.59に示す。図中、実線はBascom<sup>15)</sup>の結果であり、破線はデータを代表する値である。図から明らかなように、篩分け係数によってバラツキの度合は異っており、篩分け効果が進行するに従って、バラツキが小さくなっている。しかしながら、

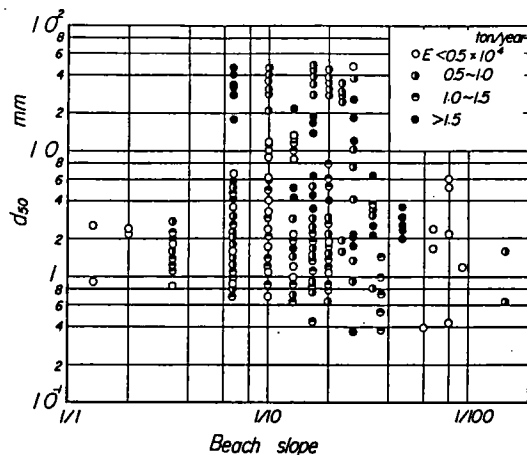
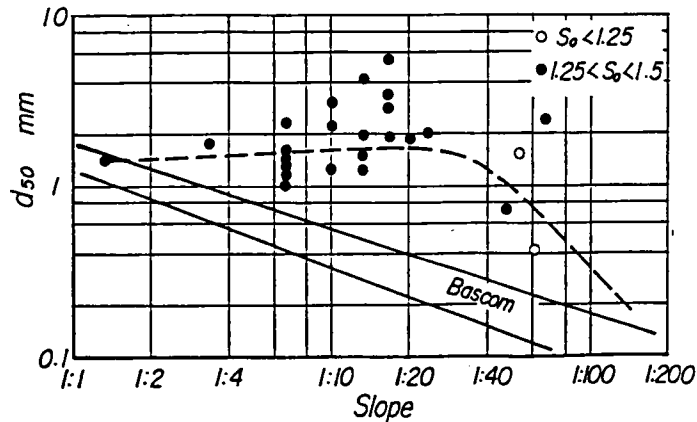
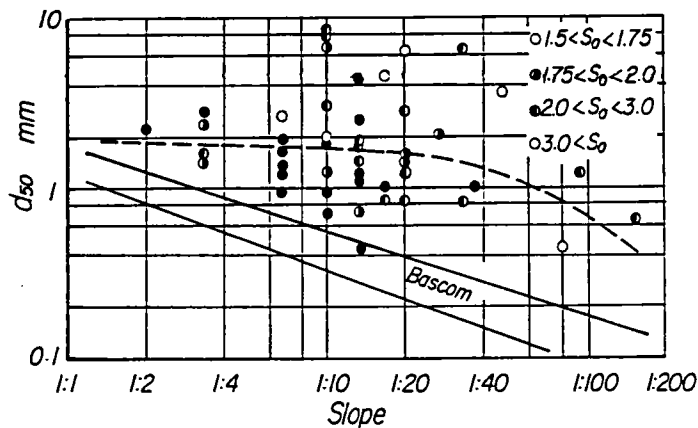


図-4.2.58 波浪エネルギーをパラメーターとした場合の底質粒径と前浜勾配の関係





(a) 分級の良い場合



(b) 分級の悪い場合

図-4.2.59 底質の篩分け係数をパラメータとした底質粒径と前浜勾配の関係

Bascomの結果とは相違して底質の粒径は粗く、湖底勾配が急になるに従って中央粒径  $d_{50}$  は  $1\text{mm}$  に近づく傾向にあり、湖底勾配  $1:1$  において Bascom の結果に漸近している。このことは、湖底勾配の取扱い方からすれば、これを緩やかに見積もる傾向にあるため、これを修正して表示する必要があることのみならず、ここで示してデータは未だ十分な篩分けがなされていないものであると考えられる。換言すれば、琵琶湖西岸におけるこれらの底質データは Bascom の表示の海底勾配  $1:1$  付近のものに対応しており、かつ波浪による篩分けの度合いがきわめて小さいものであると解釈されよう。

一方、底質粒径は前述のように、波浪エネルギーと前浜勾配の両者と密接に関係していることから、波浪エネルギーについてはとくに汀線付近の底質特性に最も影響する砕波特性を取りあげた。これら両者を含むパラメーターとして、いわゆる surf similarity parameter  $\xi$  を琵琶湖西岸全域の 29 地区に

対し、それぞれ数地点ずつ合計135地点について求め、底質粒径との関係を示したものが図-4.2.60である。ただし、前浜勾配については、汀線から水深1.5 mおよび3 mまでの平均勾配としている。この図から、前浜勾配および surf similarity parameter とともに底質粒径と明瞭な関係は見出せないことがわかる。これは前述したように、来襲波浪のエネルギーの値が通常の海岸のそれに比べて2オーダー程度も小さく、底質の篩分け効果がきわめて悪いことや湖底形状が断層運動によって形成された琵琶湖西岸特有の形状を示していることなどに原因するものと考えられる。

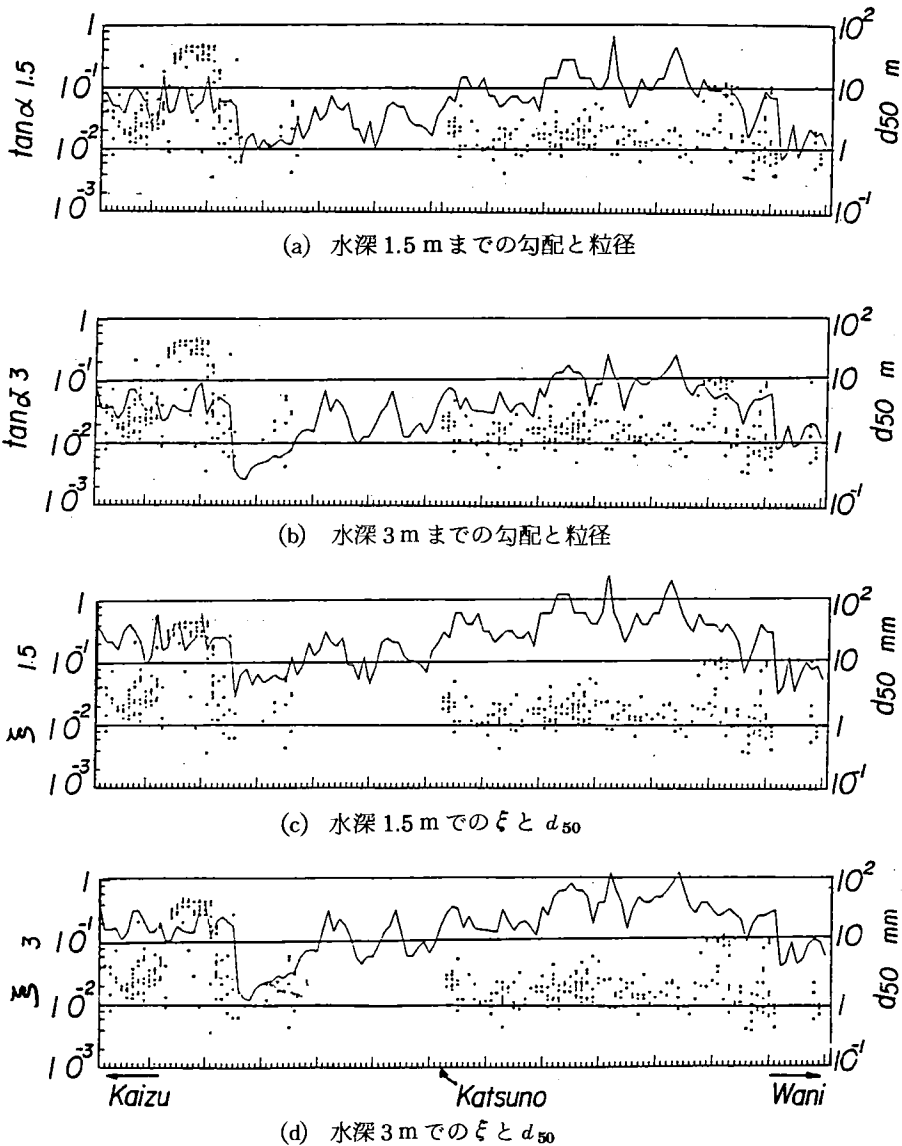


図-4.2.60 底質の中央粒径と前浜勾配および surf similarity parameter との関係

#### (4) 波浪エネルギーフラックスおよび沿岸漂砂量の沿岸分布と底質特性との関係

ここでは、琵琶湖西岸のうち、砂および礫浜が続き、湖岸の利用頻度、とくにリクレーションゾーンとして利用され、また、来襲波浪特性の変化や各種湖岸構造物の築造によって湖岸変形を受け易い流入諸河川の河口部付近を対象として、波浪特性と沿岸漂砂量について考察する。対象とした地域は琵琶湖西岸の北から図-4.2.61に示すように、知内川、石田川、雄松崎および和辻川河口沿岸である。これらは前述したように、雄松崎を除いていずれも河川の流入によって形成された河口デルタである。それぞれの地域における湖底地形を示す湖沼図から水深を読み取り、前出の風資料から推算した波浪特性を与え波浪屈折図を作成した。それぞれの地域における波浪屈折図の1例を図-4.2.62に示す。なお、波向は各地域において前出の図-4.2.56から沖波のエネルギーフラックスの高い値を示す方向である。この屈折図から明らかなように、琵琶湖における波浪の周期は短く、浅瀬の発達した領域を除けば、汀線近傍だけで波の変形特性が決定されることになる。このようにして計算された波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布を、各河口デルタ周辺の4地域について示したものが図-4.2.63である。

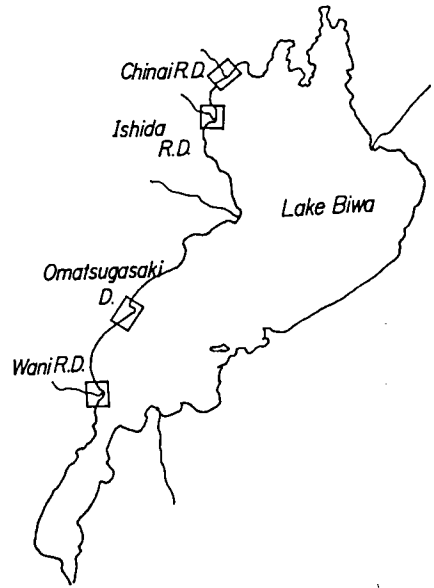


図-4.2.61 波浪特性、沿岸漂砂量および底質特性の調査対象地域位置図

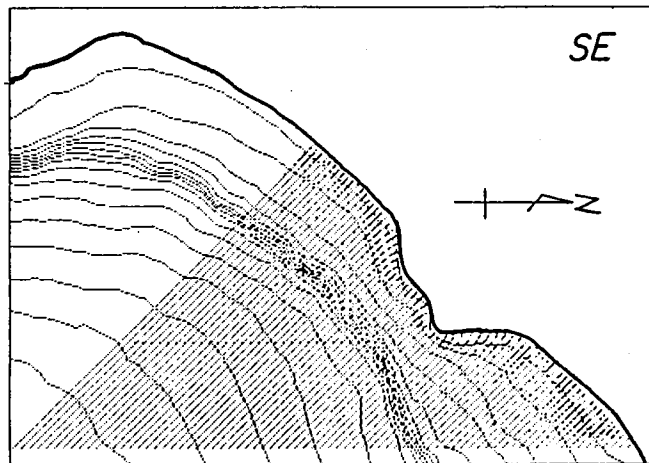
なお、図には年間の碎波エネルギーフラックス（正は北向き、負は南向き）および各エネルギーフラックス計算点に対応する地点の底質特性も付記してある。

これら4地域のデルタについて考察すると、次のようである。

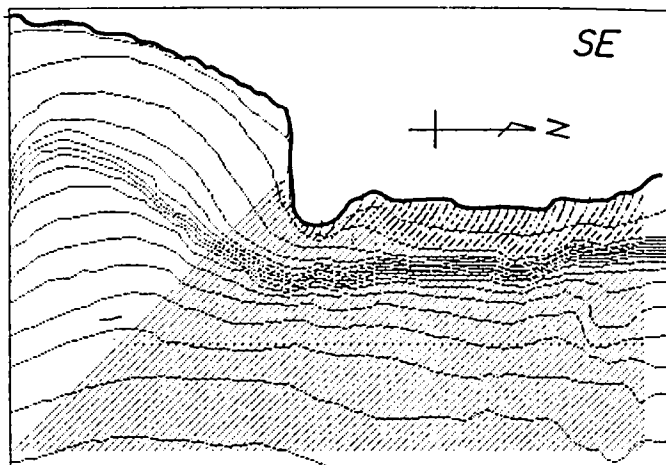
(a) 知内川河口デルタ 知内川河口デルタは北から知内川、百瀬川および井川の3河川によって形成されたデルタであって、また、この河口デルタは比較的扁平であり、来襲波浪のエネルギーフラックスの分布も知内川河口北側では北向きになるが、河口付近では南向きから北向きへと変化している。一方、井川河口より南側では変動が見られるものの、一般に北向きの波浪エネルギーフラックスの分布傾向があり、河口デルタを成長させるような方向といえよう。底質特性の沿岸方向分布は、St.No.46を除いて中央粒径  $d_{50}$  は一般に小さく、2mm～5mmの範囲である。また、篩分け係数  $S_0$  の分布においても知内川と百瀬、井川の河口付近でその値が大きく、これら3河川の河口付近では流送土砂が比較的堆積しやすく、高波浪時にも河口デルタの両端に輸送されている効果ではないかと考えられる。

(b) 石田川河口デルタ 石田川河口デルタは等深線の形状からも河口付近を境として、南側では比較的底底勾配が緩くなっているが、北側では水深15mから55mまでが階段状に急な勾配となっている。このことから河口デルタの発達も石田川の南側に大きくなる傾向があるものといえよう。また、河口デルタの北側には漁港があり、現在ではその港口に離岸堤が築造されているが、通常の海岸に見ら

れるように、離岸堤背後への大規模な堆砂もなく、河川からの流送土砂が比較的輸送されていないものと考えられる。波浪のエネルギーフラックスの分布は、今津川河口から石田川河口まで南向きとなっているものの、河口デルタの他の領域ではほとんど北向きとなっている。一方、底質特性の分布は複雑であって、石田川河口と今津川河口付近で局所的に中央粒径  $d_{50}$  の小さなところが見られるものの、一般に底質粒径は大きくほぼ  $30\text{mm} \sim 40\text{mm}$  となっている。しかし、篩分け係数  $S_0$  は比較的その値が小さく、とくに今津川から石田漁港付近までは、その値が  $1 \sim 2$  と大粒径の底質のみで構成されていることがわかる。

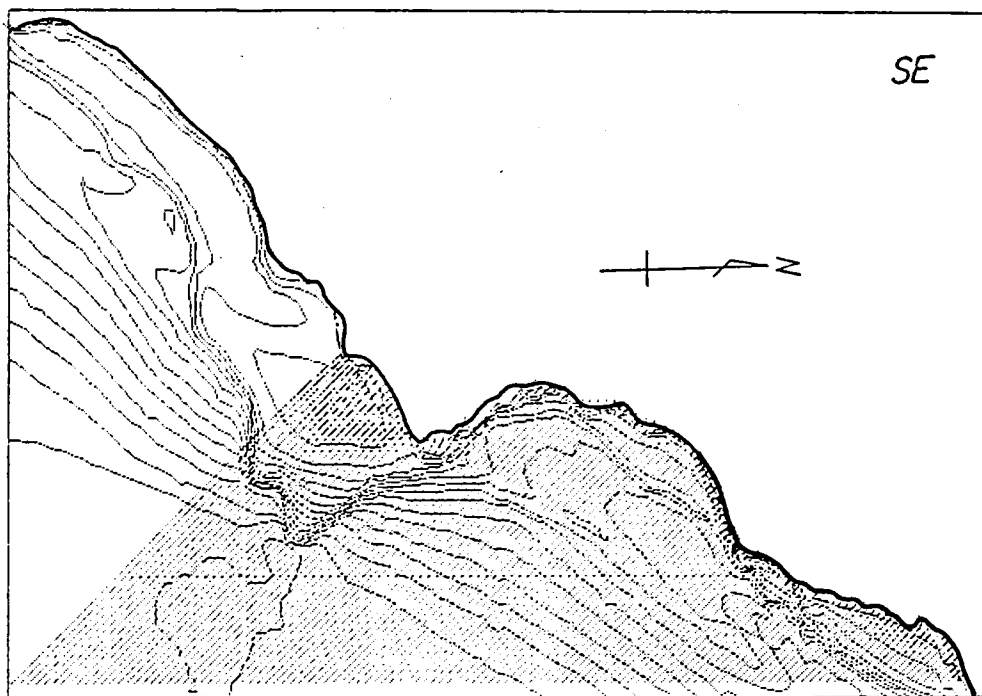


(a) 知内川河口デルタ，波向 S E，周期 4 sec

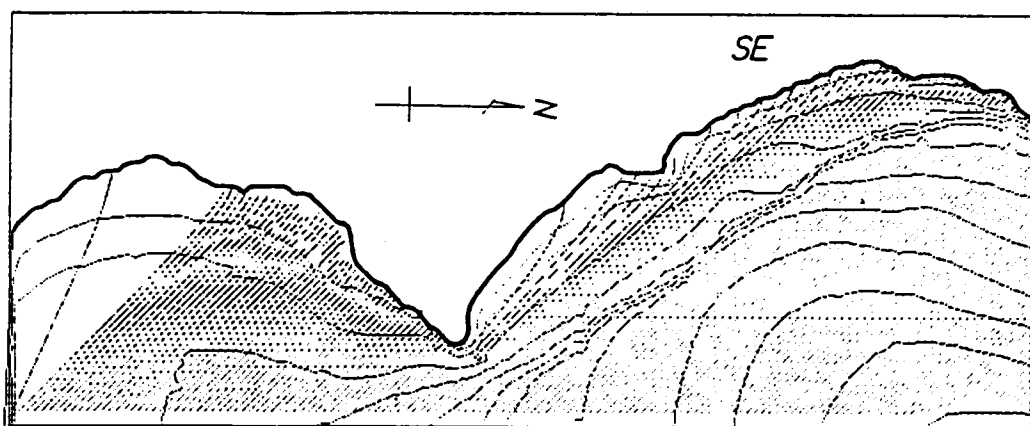


(b) 石田川河口デルタ，波向 S E，周期 4 sec

図-4.2.62 河口デルタ付近の波浪屈折図の1例 (1)

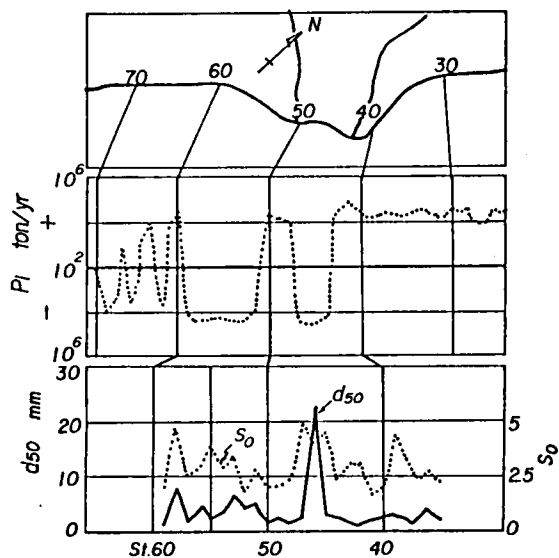


(c) 雄松崎デルタ，波向 S E，周期 4 sec

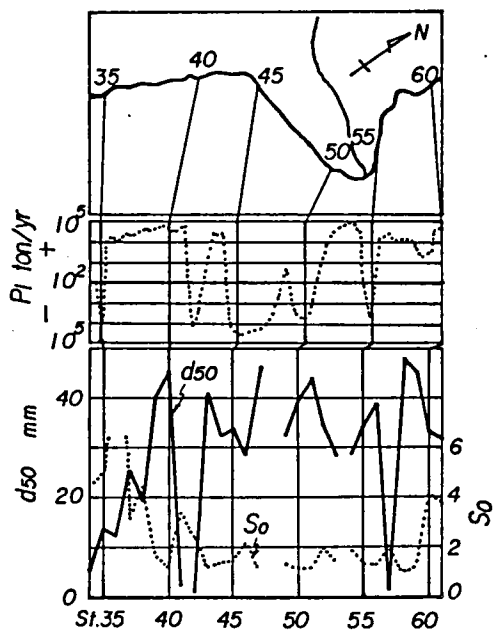


(d) 和迩川河口デルタ，波向 S E，周期 4 sec

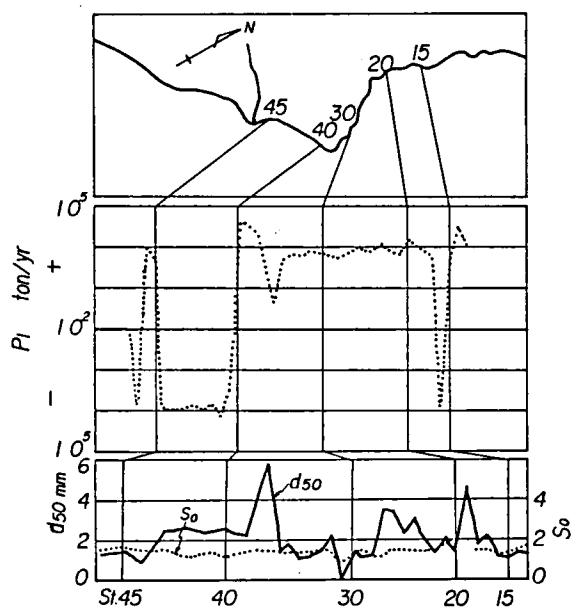
図-4.2.62 河口デルタ付近の波浪屈折図の1例(2)



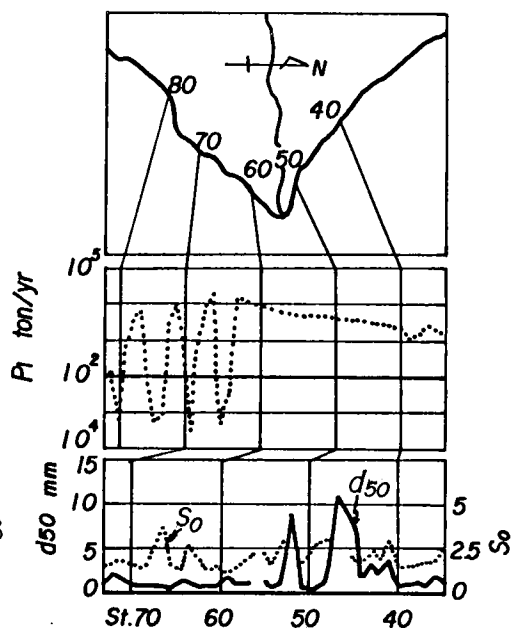
(a) 知内川河口デルタ



(b) 石田川河口デルタ



(c) 雄松崎デルタ



(d) 和述川河口デルタ

図-4.2.63 波浪エネルギーフラックスと底質特性の沿岸方向分布

(c) 雄松崎デルタ 雄松崎デルタはその他のデルタと相違して現在流入河川がなく、その背後に内湖とそれに続く広い低湿地が存在している。また、等深線からみてもデルタの北側は、その海底勾配が非常に急であって、水深5mのところは湖岸から50mであり、約1/10の勾配となっている。しかし、湖岸から約100mで水深約30mと崖状の湖底形状を示している。また、雄松崎の先端付近からNE方向に、水深約30mの帯状の浅瀬が北小松付近まで延びている。一方、デルタ南側の比良川河口の沖合約300mの位置にマウンド状の広い浅瀬があり、その最浅部は水深約5.5mであり、他の河口デルタ付近には見られない特異な湖底形状を呈している。このような湖底地形は地形発達史において湖底段丘<sup>16)</sup>として、わが国でも琵琶湖だけで見られる特殊な地形といわれている。さらに、比良川河口デルタ先端の地形は、ほぼ平坦な河道から急崖で湖底地形へと接続しており、河口デルタに作用する外力と流送土砂との関係からも、作用する外力以上に河川の影響が大きいことをうかがわせる。

波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布は、デルタ先端付近を境として、一般に、その北側ではN方向へ、南側ではS方向となっている。しかし、デルタ先端から約100m～200m南側ではN方向の波浪エネルギーフラックスが急減し、底質特性からもデルタ先端付近から南方向に底質が移動するものと思われる。

(d) 和迹川河口デルタ 和迹川は前述の比良川などと違って、河川流域とくに低地部が広く、尖頭状のデルタ地形を呈している。また、付近の湖底地形もデルタ先端より北側では、北湖に共通する沖合に急崖をもった形状であるが、南側では南湖にみられるように浅く、湖底勾配の緩い形状となっている。このデルタに沿う波浪のエネルギーフラックスの分布は、デルタ北側でその値を減じながらもN方向を示している。一方、デルタ南側ではその値が正負と周期的に変化しているようであるが、これは計算上の湖岸線の読取りによって生ずるもので、N方向からの波浪はデルタによって遮閉されることから、S方向からの波浪の影響しか受けないものと考えられる。このことからして、波浪エネルギーフラックスもN方向といえよう。また、底質特性もこれまで述べてきた他のデルタと相違して、一般に底質粒径は小さく、デルタ南側では中央粒径 $d_{50}$ の値がほぼ1mm程度となっている。これは和迹川流域とくに下流部の流路が長く、河床勾配が緩いことと、比良川などに比べて山地の高度が低いことによるものであろう。

以上のように、琵琶湖西岸における主たる河口デルタをとり上げ、デルタ地形、波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布および底質特性の沿岸方向分布について考察したが、それぞれデルタを形成する河川の特長などに相違が見られるとともに、前述したように一般の海岸に比べて、地形と底質特性に及ぼす来襲波浪のエネルギーが小さいことから、デルタ形状も河川の流送土砂に支配されることが多く、また、底質特性も波浪によって沿岸方向に輸送されるよりも、河川から流送された土砂がほとんど変化を受けずに堆積し、砂浜を形成しているものといえる。

このことから、琵琶湖全域においては、ひとつの漂砂の保存系として、また、それぞれの砂浜湖岸の漂砂系として閉じられた系を形成しているものといっていよいであろう。

#### (5) 萩の浜の湖岸変化

これまで琵琶湖西岸全域および流入河川の河口デルタの変遷、底質特性および波浪エネルギーフラックスの分布などを明らかにして、広域的にもそれぞれの漂砂系が独立しており、また沿岸方向への漂砂

の移動が比較的顕著でないこと、すなわち河川からの流送土砂は来襲波浪のエネルギーが小さいことと相まって、河口部周辺においては大きな変化を受けずに堆積して、砂浜を形成していることを明らかにした。ここでは、砂浜の形状が河口デルタのように尖頭状でなく湾入しており、しかも比較的粒径の小さな底質から構成されている萩の浜<sup>19)</sup>の湖岸変形について考察する。なお、萩の浜の波浪特性については、すでに琵琶湖西岸の波浪特性として考察したので、ここでは省略する。

萩の浜は古来、真長浦と呼ばれ、史跡豊かなところである。地元では、小田が浜とも呼ばれていたが、昭和10年頃いつしか現在のように萩の浜といわれるようになったという。この浜は図-4.2.64に示すように、その北側は近江白浜につづき、そこには鴨川が流入し、さらにその北方には琵琶湖での最大の河川、安曇川がある。従来より、良好な水泳場として機能してきたこの萩の浜においては、湖岸の砂浜の変化が著しくなっている。

(a) 萩の浜における湖岸地形の変遷 萩の浜は、その北側に流れる鴨川および安曇川によって形成された河口デルタの一部である。また、安曇川デルタには図-4.2.65に示すように広く条里制土地割<sup>17)</sup>があったことが知られており、その条里制土地割の一部が現在湖底に見られることを示している。このことは、条里制が646年(大化2年)の班田収授の法によって始められたものであって、安曇川デルタの開発は1,000余年の歴史をもっているといえよう。しかし、安曇川は扇状地を流下する河川の特徴として、しばしば洪水氾濫したことが条里遺構の破壊された空白部の存在によって見い出されるが、このような河川の変化によってデルタが発達し、現在の地形を形づくってきたといえよう。ここでは安曇川河口デルタの変遷を含めて、萩の浜の地形の変遷を考察する。

1) 安曇川河口砂州の変遷 ここでは、まず湖岸地形の変遷を明らかにするために、高島町から安曇川周辺の旧家などに残された古絵図<sup>18)</sup>をはじめとして、最近の地形図および空中写真によって、安曇川をはじめとする流入河川の河口砂州の形状を明らかにする。この河口砂州の変化は、その当時の沿岸漂砂の方向を示すものであって、これによって、萩の浜から付近一帯の湖岸線の形成などが明らかに



図-4.2.64 琵琶湖萩の浜位置図

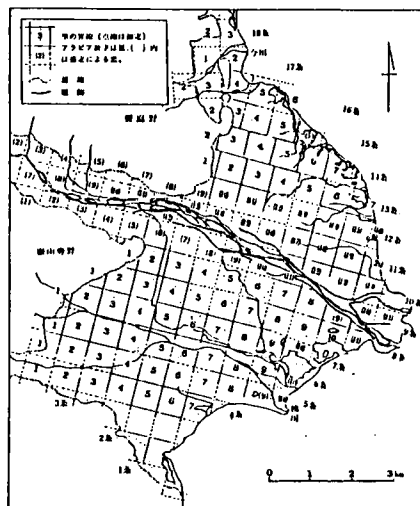


図-4.2.65 安曇川下流域における条里制土地割の推定<sup>17)</sup>



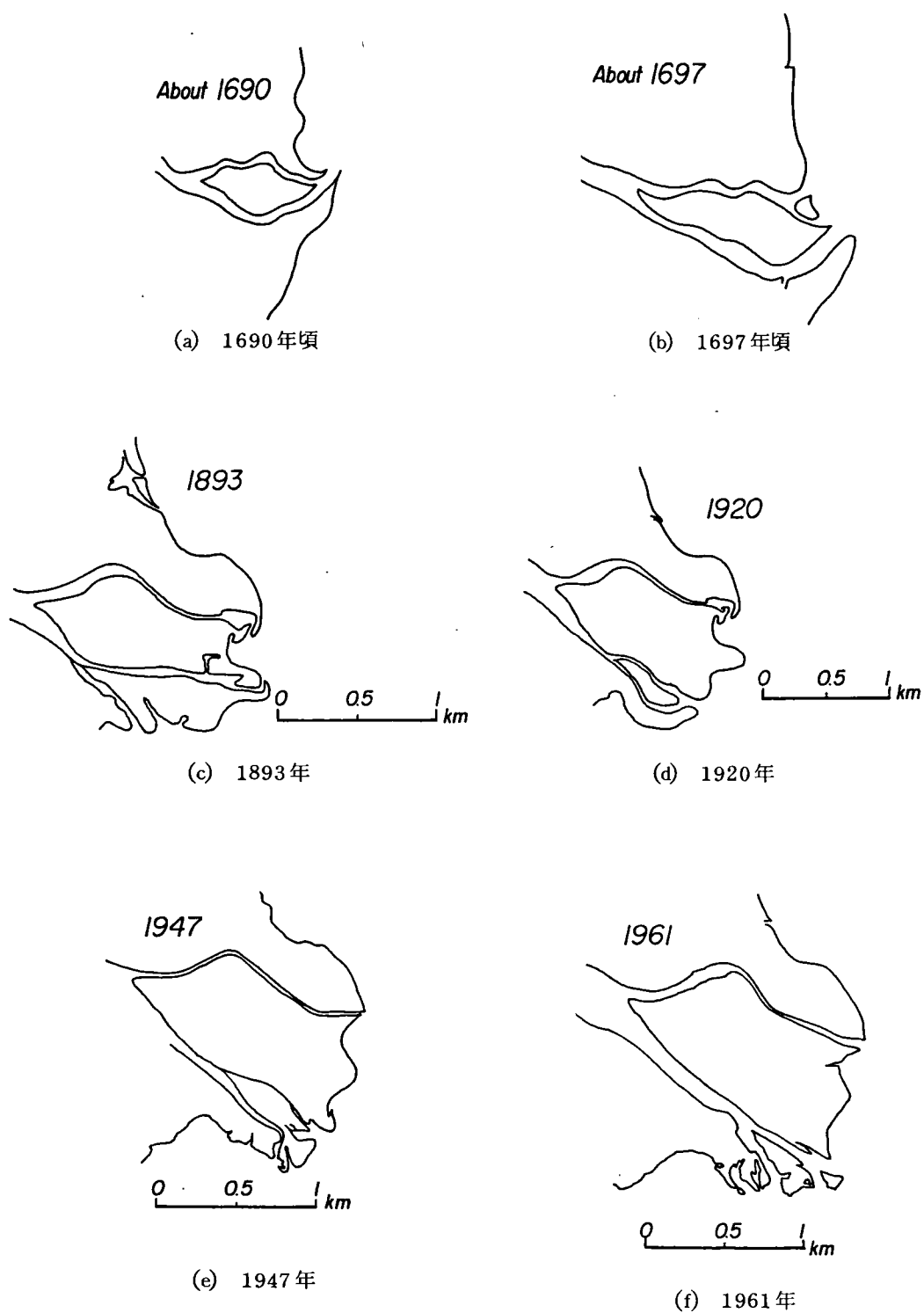
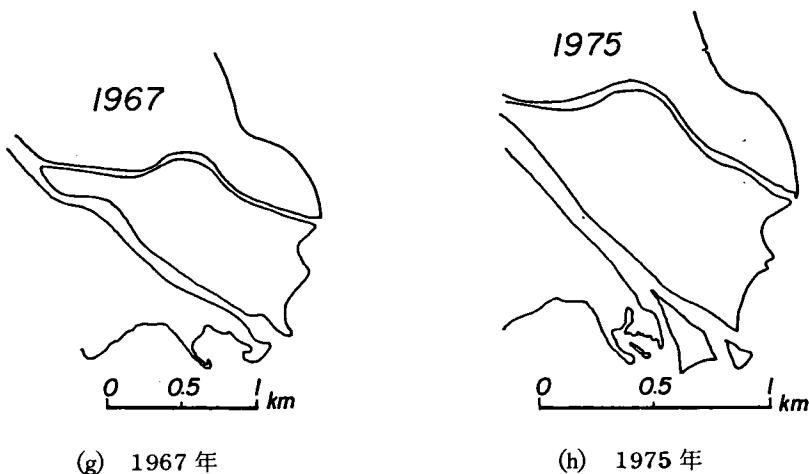


図 - 4.2.66 安曇川の河口地形の変遷 (1)



図－ 4.2.66 安曇川の河口地形の変遷 (2)

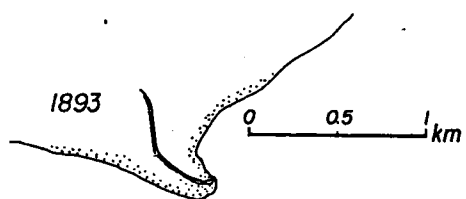
される。図－ 4.4.66(a)は 1690 年（元禄 3 年）の検地後に描かれた「舟木北浜村南浜村横江村小物成場絵図」から安曇川河口付近を描いたものでこの当時から安曇川は、現在のように北川と南川に分流して琵琶湖に注いでいたことが明らかである。また、とくに南川河口右岸の砂州は、その先端を北側へと向けており、南側からの波浪によって北向きの沿岸漂砂が卓越していたものと考えられる。さらに、安曇川河口の下に描かれている鴨川河口の砂州も、同様に北の方向へと延びていることがわかる。また、1697 年（元禄 10 年）近くに描かれた「太田村与舟木北浜領境絵図」においても、安曇川の南川河口右岸は、河口砂州が北へと延びており、前出の 1690 年の絵図と同様に南から北への沿岸漂砂、すなわち S 方向からの波浪の来襲によって河口砂州の地形が大きく影響されているものといえよう。その後、1600 年代以降の絵図や地形図はほとんど存在しないが、1893 年に測量されたわが国最初の 1/20,000 地形図による安曇川河口部の形状は、1690 年当時の河口地形から見ると安曇川の南川右岸の砂州形状が大きく変化していることが明らかである。しかし、前出の河口形状は絵図であって、正確に測量されたものではなく、地形の特徴を強調したのものと考えられるが、地形を表現していることにおいては、河口砂州の形状など十分に信頼できうるものであろう。このように、南川の河口右岸の形状に相違はあるが、北川河口右岸には、小さな北側へ屈曲した砂州が見られ、南から北への漂砂の動きが考えられる。一方、その北側では南側へ屈曲した小さな砂州も存在しており、河口砂州のうち、その規模が小さなものは季節的な波浪の来襲する方向と一致して変化するものと考えられる。また、1920 年測量の 1/25,000 地形図によると、前出の 1893 年の地形図ではその形状があまり顕著でなかった安曇川の南川右岸の砂州が、1690 年代の絵図に見られると同様に、大きく発達して、その先端の方向が少し北よりに傾いて延びていることがわかる。一方、1947 年以降のものは、1961 年の地形を除いて、いずれも空中写真から描いたもので、安曇川の北川の河口付近の地形がほぼ固定しているが、南川河口付近の地形はその河口砂州の形状が変化していることから、安曇川の主流は南川であることが明らかである。河口砂州先端の形状のうち、とくに 1967 年の南川右岸では河口砂州先端がいずれも北側へと屈曲しており、南側からの

波浪によって堆積土砂が移動したと思われる。

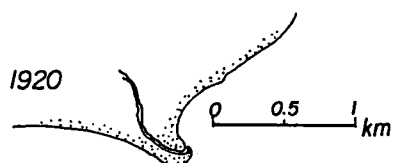
以上のように、安曇川河口デルタ先端に見られる砂州の形状から、砂州の形状に影響を与える外力、すなわち来襲波浪の方向を定性的に検討したが、安曇川河口より北側の区域では、冬期季節風に伴う N 方向からの風による影響が大きく、また河口の南側では、頻度は少ないものの S 方向からの風に伴う波浪によって、河口砂州の形状も変化するものといえよう。

ii) 鴨川河口の変遷 安曇川河口と同様に、鴨川河口も経年的に変化して現在に至っていることは明らかであるが、ここでは入手しうる最も古い資料として、1893 年測量の 1/20,000 地形図以降現在までの空中写真などに基づいて河口地形の変遷を検討する。鴨川の最上流は、比良山系最高峰の武奈ヶ岳であって、その延長距離は約 15 km と比較的小さいが、比良山地は主として分解質の花崗岩山地であることから、土砂生産の量も多いものと考えられる。また、最上流の武奈ヶ岳の標高は 1,214 m であって、鴨川扇状地の扇頂にあたる高島集落の標高は約 200 m 程度であることから、その差は約 1,000 m にも達する。この武奈ヶ岳と高島集落との距離は約 10 km であり、平均的な勾配は 1/10 にもなり、鴨川はその勾配が急な河川といえよう。このように、後背山地の地質と急勾配の河川であることから、土砂生産も多く、扇状地の形成とともに湖岸の形成に大きく寄与していたものといえよう。最近では、後述するように、鴨川上流域では砂防ダムが多く築造され、下流への流送土砂が減少しているものと考えられる。以上のような特性をもつ鴨川について、その河口部の変遷を示したものが図-4.2.67 である。まず、1893 年当時の河口はその方向を北側へ向けているが、1947 年の空中写真によればその方向を少し南側へと向けるようになってきている。これは安曇川をはじめとするこの地域では、たび重なる河川の洪水氾濫があったと言われていることから、これらによってしだいに河口も変化したものと考えられる。1961 年には、現在と同じ位置に河口は移動しているが、図中に斜線で示したように、1947 年当時の河口を表わす地形がその後の空中写真によって判読される。この鴨川河口の砂州は、安曇川河口に比べて小規模であって、河口両岸から延びている砂州はいずれも河道内へ向う方向に屈曲している。しかし、1975 年および底質調査を行った 1982 年には、河口右岸の砂州は萩の浜の方向へ向いている。これら河口砂州の形状から安曇川河口のそれと比較して、上流域からの流送土砂量の少ないことと相まって、河口左岸は冬期季節風時の N 方向からの風は陸風となることから、安曇川河口左岸に比べて来襲波浪も小さいものといえる。しかし、河口右岸の小規模な砂州が萩の浜の方向に延びているのは、河口右岸付近の湖底の形状が安曇川河口右岸のそれと相違しており、すなわち前者では後者に比べて湖底勾配が緩く、S 方向から来襲する台風時などの高波浪は汀線付近で若干萩の浜の方向へと向いていることに原因するものと考えられよう。

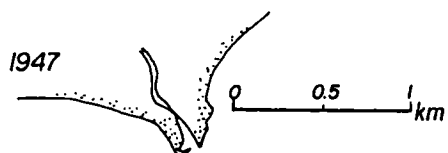
iii) 萩の浜に流入する小河川の河口形状の変遷 ここでは、大溝港から鴨川河口に至る湖岸を一括して萩の浜と呼ぶが、この湖岸には図-4.2.68 に示すように 1920 年当時 7 つの小河川が流入していた。これら流入河川のうち、小田川を除いて農業用水としての河川であって、その上流を鴨川からの分流としている。さらに、この当時には、萩の浜の背後にも内湖が存在しており、魚道川、旧鯉川、鯉本川および三ッ矢川は内湖の出口としての小河川であった。しかし、この内湖も 1947 年の空中写真では耕地と変化していることが判読でき、この約 25 年間の間に干拓されたものであろう。これら流入する



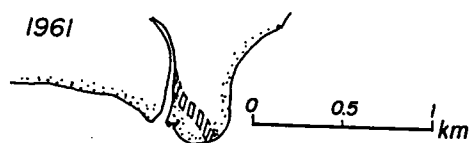
(a) 1893 年



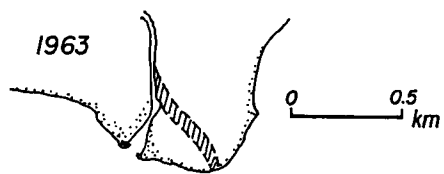
(b) 1920 年



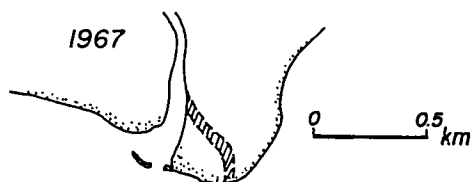
(c) 1947 年



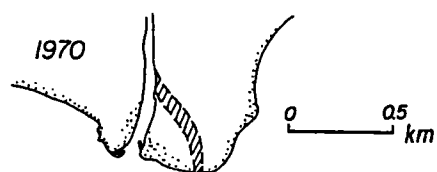
(d) 1961 年



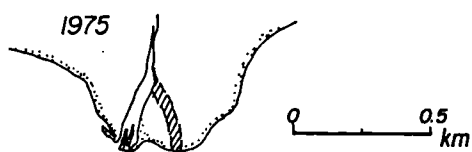
(e) 1963 年



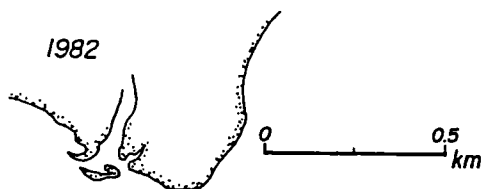
(f) 1967 年



(g) 1970 年

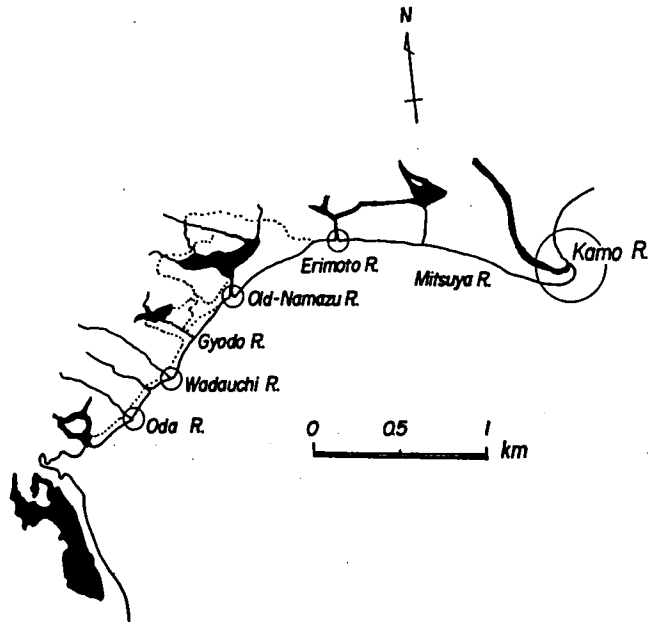


(h) 1975 年



(i) 1982 年

図-4.2.67 鴨川の河口地形の変遷



図－ 4. 2. 68 萩の浜における流入河川と内湖

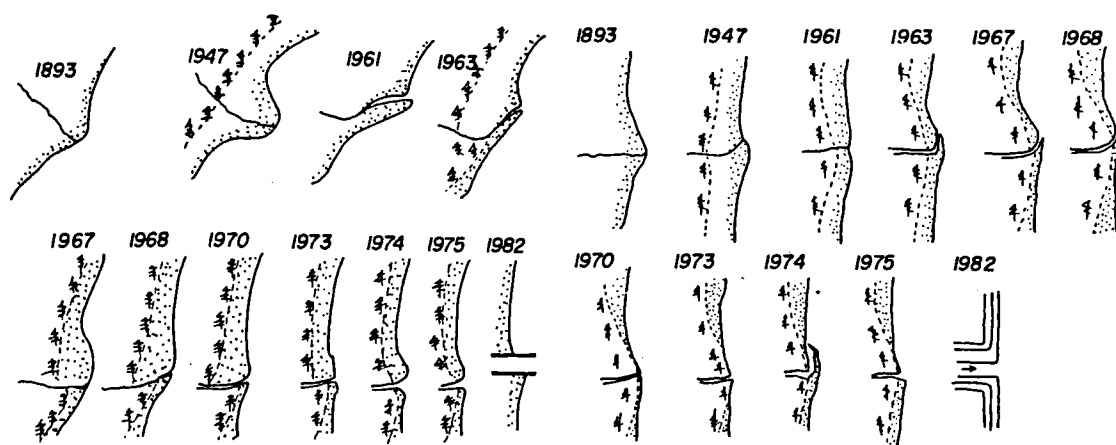
小河川のうち、その河口形状が地形図および空中写真から判読可能な小田川、和田打川、旧鯉川および鯉本川について、その変遷を明らかにすると次のようである。

まず、小田川の河口形状は図－ 4. 2. 69(a)に示すように、1893年当時小さなデルタを形成し、しかもほぼ左右対称な形状を示していたが、その後、1961年および1963年には右岸側の河口砂州が北の方向に延長されるようになってきた。なお、河口砂州の北側への延長は、1961年秋に第2室戸台風が琵琶湖西岸を通過したことから、この影響によるものもあると思われるが、台風通過直後の資料がないために不明である。しかし、右岸の河口砂州が北側に屈曲することは、沿岸漂砂の方向がその方向に向っていることを示すもので、すでに明らかにした波浪のエネルギーフラックスの沿岸方向分布とよく一致している。その後、1967年以降の空中写真によれば顕著な河口砂州の屈曲は見られないが、かつて左右対称に形成されていたデルタは侵食され、河口から北側に続く湖岸線は弓型から釣針状へと、その形状を変化させており、現在では河口の安定をはかるために、河口両岸から導流堤が湖中へ延長されている。

また、和田打川の河口形状も小田川河口とほぼ同様であって、図－ 4. 2. 69(b)に示すように左右対称な河口デルタが変形して、1960年代には右岸河口砂州の北方向への屈曲とともに、河口デルタの侵食によってほぼ直線状の河口となり、現在では河口部に護岸が築造されて河口の安定をはかっている。旧鯉川河口の変遷を示したものが図－ 4. 2. 69(c)であって、この河川は1920年当時の1/25,000地形図では、その内陸側に内湖があり、その内湖から流出する河川であった。この内湖の成因は沿岸漂砂の堆積によって浜堤がしだいに延び、その背後に残された水域が内湖として存在するものと考えられ、1893

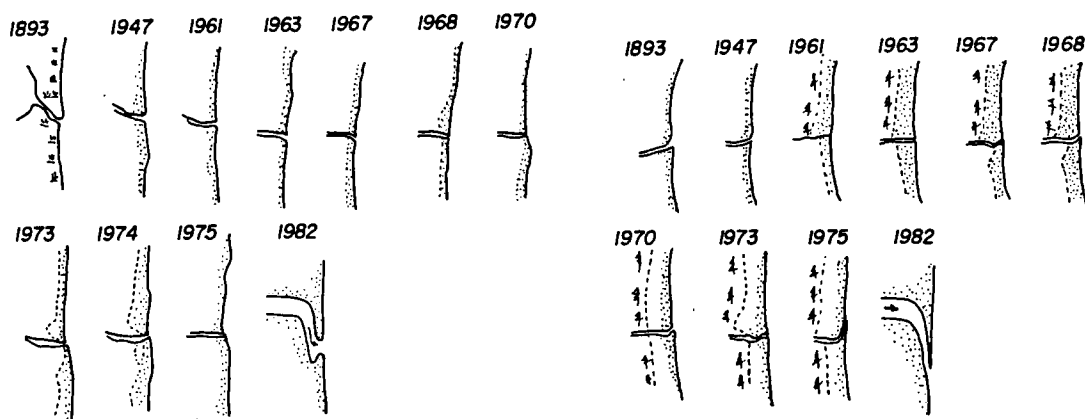
年当時の河口砂州の形状は北側からの沿岸漂砂の堆積によって、河川の流下方向が南へと向いているものといえよう。その後、内湖の干拓によって河口付近も変化したものと思われるが、空中写真からの判読ではあまり変化が見られない。ただし、汀線砂礫の調査を実施した1982年9月には、再び河口左岸の砂州は南方向に屈曲して延びており、南側への沿岸漂砂の移動をうかがわせる。この1982年の河口砂州の右岸側は小規模ながら北側に向いていて、両岸の砂州の規模の相違によって調査実施前の来襲波浪の影響の度合を示すものといえよう。

一方、萩の浜の中央に広がる葦原より北側に位置する鯛本川河口形状の変遷を図-4.2.69(d)に示している。この河川の河口形状は大きな変化を示さないが、全般的には西側から東側へと河川が偏流している。しかし、1982年では河口砂州は東から西へと逆方向となっている。



(a) 小田川河口

(b) 和田打川河口



(c) 旧鯉川河口

(d) 鯛本川河口

図-4.2.69 萩の浜に流入する小河川の河口地形の変遷

以上のように、萩の浜に流入する小河川の河口砂州の変化を経年的に見てきたが、小田川および和田打川が流入する萩の浜南部では、全般的に北側へ砂州が屈曲して延びていること、さらに河口北側の湖岸線の形状の検討によっても南から北へと向う沿岸漂砂が存在するものと考えられる。一方、萩の浜北部の近江白浜と呼ばれている湖岸では、流入小河川の河口砂州の延長がその方向を一定とせず、変化している。このことから、この区域における沿岸漂砂の方向は一定せず、来襲する波浪の方向に対応して種々変化するものと考えられる。

(b) 湖岸線の変化と漂砂源 後述する萩の浜における波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布、沿岸漂砂量の沿岸方向分布および流入河川の河口形状の変化から、萩の浜は大きく2つの領域に区別されることが、明らかとなった。ここでは、河口形状の変化を判読した地形図および空中写真から湖岸線の位置を経年的に明らかにするとともに、萩の浜の漂砂源としての流入河川についても検討する。

ここでは、1893年に測量された1/20,000地形図から算定した湖岸線を基準として、空中写真などから読取った湖岸線の位置を求めた。ただし、空中写真の撮影日時の湖水面は変化しているものと考えられるが、ここでは一応無視する。図-4.2.70には湖岸線を読取るための基準線を示したもので、南側は現在の国道161号線が小田川を越える付近の道路にとり、北側は横江浜集落から延びる道路が鴨川の北側派流を越える橋上にそれぞれ基点を定めている。この基準線から直角方向に100m間隔で測線を延ばし、この測線と交わる湖岸線の位置を読取っている。

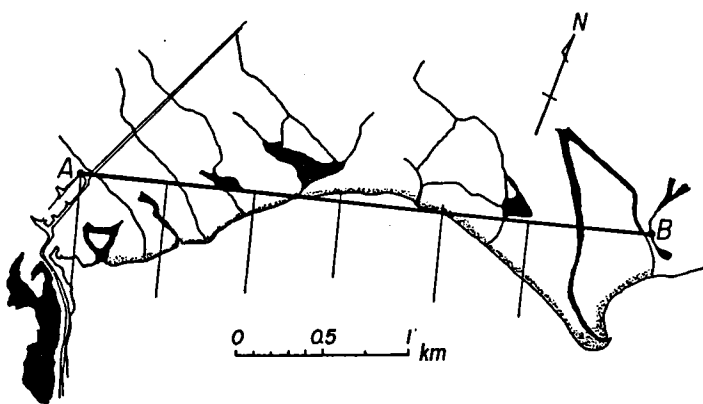


図-4.2.70 湖岸線変化の測定基準線位置図

このようにして読取った湖岸線の位置を1893年のそれを基準として、沿岸方向に湖岸線の前進・後退量として示したものが図-4.2.71である。この図から萩の浜の北側の鴨川付近を除いて、湖岸線は急激な前進を示し、とくに現在葦原の存在する旧鯉川河口付近の沿岸は、この約80年間で最大90mにも及んでいる。一方、鴨川河口右岸では、逆に湖岸線の後退が見られるが、これは河口が1893年当時に比べて南側へ

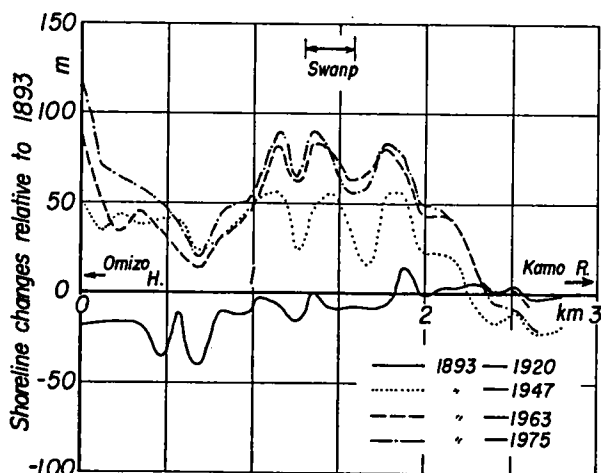


図-4.2.71 萩の浜における湖岸線変化の沿岸方向分布

と移動したことが最大の原因であると考えられる。また、萩の浜中央付近の湖岸線の前進は、鴨川河口の南側への移動によって、河口付近に堆積した土砂および河口右岸の侵食土砂が長年月にわたる来襲波浪によって移動し堆積したものであろう。さらに、南側からの波浪によって移動した沿岸漂砂が、この中央部付近に堆積し、この両者による影響と考えられる。この萩の浜中央部は約90年前も現在も草原となっており、このことはその当時においても萩の浜両端からの沿岸漂砂が堆積して、背後に内湖を形成させるような浜堤が形成され、湿地となっていたものであろう。また、図-4.2.72には1893年測量の地形図と1961年測量の湖沼図に描かれた湖岸線の位置を示したもので、この図からも、前述の図-4.2.71で述べたことが明らかになるであろう。また、萩の浜の南端に位置する乙女ヶ池前面の湖岸線は、1893年当時の地形図に砂浜の記入がなく、ほとんど道路下まで潮水がきていたものと思われる。しかし、1961年には若干の砂浜が見られ、湖岸線の比較においても最近では湖岸線の前進がうかがえるようである。

大溝港の港口から小田川に至る範囲では、大きな湖岸線の前進領域が見られるが、これは湖岸の干拓と同時に、後述する汀線砂礫の卓越方向に関する考察においても、小田川から大溝港に向う沿岸漂砂が推定されることと一致して、沿岸漂砂の堆積

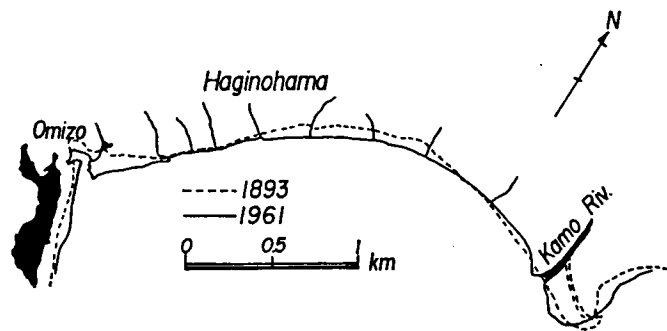


図-4.2.72 萩の浜における湖岸線の変化

も湖岸線の前進の一要因となっているといえる。さらに、萩の浜北端に位置する鴨川は、1920年から1947年の間に流下方向を北から南へと変えており、この河口の南流にともなって現在の河口左岸の広いデルタを形成したものと考えられる。

以上のように、萩の浜の湖岸線の変化は、内湖など低湿地の干拓などの影響もさることながら、漂砂源である鴨川をはじめとする小田川など小河川の影響が大きいといえよう。

#### (c) 萩の浜の平面形状特性

前述のように、萩の浜の来襲波浪は、鴨川河口と白髭付近を結ぶ線に対してほぼ直角に入射する波浪の頻度が高いことがわかった。そこで白髭付近を原点として湖岸の平面形状を無次元表示すると、図-4.2.73のようである。この形状から、湖岸はほぼ左右対称な形状をしていることがわかる。しかし、後述するように、萩の浜は底質特性および波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布から、大きく2つの領域に分けることができる。1つは湖岸の中央部から南側の狭義の萩の浜であり、もう1つは北側の近江白浜である。このように2つに分けられるのは、通常の海岸に比べて来襲波浪の波高および周期とも小さく、小さな湖岸地形に影響され易いことによるものであろう。この2つに分けた湖岸の来襲波浪の主方向に対するヘッドランドは、萩の浜で打下付近および近江白浜で鴨川河口デルタ先端と考えられ、それぞれを原点とした無次元平面形状を図-4.2.73の図中に、また、図-4.2.74は底質特性と波浪



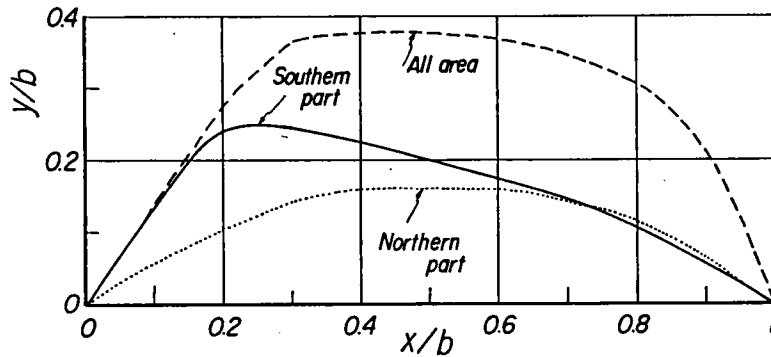


図-4.2.73 萩の浜および近江白浜の平面形状の無次元表示

エネルギーフラックスの沿岸方向分布を考慮した安定な海浜の概念図を示している。これからも、汀線の長期的な変化を示す図-4.2.72および沿岸漂砂の方向を示す図-4.2.86(a)が理解され、萩の浜と近江白浜の接する湖岸中央部における土砂の堆積、さらに葦地の存在が明らかである。

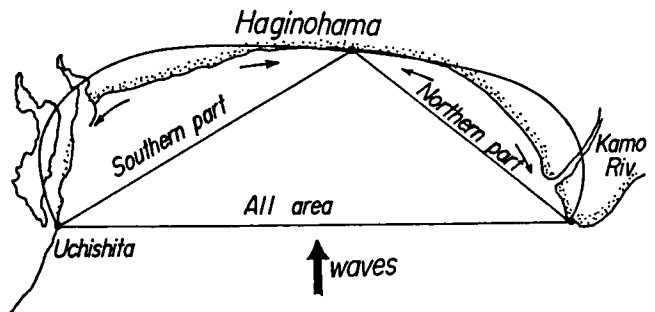


図-4.2.74 萩の浜における安定海浜の概念図

(d) 底質特性 砂浜を構成する砂礫は、その湖岸における外力、すなわ

ち主として来襲波浪の履歴を現わすものであって、その特性から沿岸漂砂の卓越移動方向などを明らかにすることができる。

i) 底質調査の対象区域 底質調査の対象としたのは図-4.2.75に示すように大溝港以北の萩の浜全域と近江白浜、さらにこの地域一帯の湖岸地形の形成に大きな影響を与えている鴨川から安曇川河口より北側(図-4.2.81)をも対象とした。なお、底質特性などから詳述するように、この区域の底

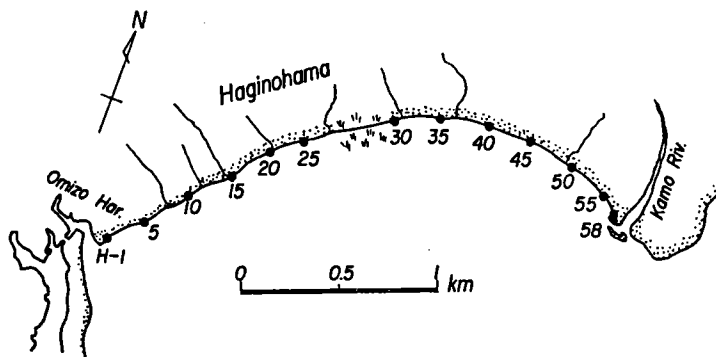


図-4.2.75 萩の浜における底質採取位置

質および湖岸地形は大きく3つの区域に分けることができる。まず、第1は安曇川河口付近から北側の区域である。この区域は安曇川河口デルタの先端にあたり、河口付近は粗粒径の円礫から構成されている。一方、河口北側では、かつてこの区域が湿地帯であり、当時の泥質の底質と河口から運搬された礫との混合した底質から構成されているが、前浜地形も他とは相違して約1m程度の崖となっている。

第2は、安曇川河口から鴨川河口付近に至る区域と萩の浜中央部に見られる葦が生育し、かつての湿地帯を想像させる区域である。とくに、安曇川河口から鴨川河口にかけての区域は、安曇川の南側河口から松ノ木内湖の範囲および青井橋から鴨川河口北口の範囲の湖岸は葦が密生し、その底質も泥質であると考えられる。

さらに、第3の区域は、萩の浜および近江白浜に見られる細粒径の砂から構成された区域であって、その背後には松林が続き、水泳場として利用されているところである。汀線から松林の背後まで50m～100m程度の幅をもって、大溝港から旧鯉川河口までの約1,500mおよび鯉川河口から鴨川南側までの約1,500mの砂浜が見られる。これら2つの区域の砂浜をもつ湖岸の間では、現在葦原となっているが、1893年測図の地形図においても、その付近一帯は湿地であり、またその陸側に小さな内湖が存在していたことが記されている。以上のような湖岸地形の特性を念頭におき、底質特性について検討する。

ii) 調査方法 底質調査は1982年9月に実施したが、いずれも沿岸漂砂の動態をよく表わしていると考えられる汀線砂礫を採取した。また、砂礫の採取については、図-4.2.75にその位置を示すように、萩の浜および近江白浜では原則として50m間隔で行い、安曇川河口から北側では採取可能な位置で行った。なお、萩の浜の中間部すなわち底質の採取地点No.17からNo.28に至る約500mの区間では、水深約0.5mの位置においても底質を採取した。これは汀線砂礫が底質採取時期に近いときに外力の影響を受け、その履歴を表わしているのに対して、水深約0.5mの位置では、採取時期以前の強い外力の影響を表わしていると考えられるためである。

iii) 萩の浜および近江白浜の底質特性 ここでは、主として萩の浜および近江白浜の汀線砂礫の粒度分析結果に基づいて、その特性を検討する。まず、底質調査の対象としたこの区域は前述のように、約3kmの湖岸線の中間付近に沿岸方向250mあまりの葦の生育した範囲を含んでおり、2つの区域として分けることができる。図-4.2.76は延長約3kmの萩の浜および近江白浜にわたる汀線砂礫と一部水深約0.5m付近の底質の中央粒径 $d_{50}$ と標準偏差 $\sigma_\phi$ の沿岸方向を示したものである。

まず、第1の区域として区分できる大溝港から旧鯉川の約1.5kmの区域では、この湖岸に流入する小河川の河口部付近の中央粒径が大きく、とくに小田川河口付近で顕著となっている。この小田川は、その上流域は高島町南部の標高705mの山地であり、山地からの流送土砂の粒径が粗粒径であることから、河口付近の汀線砂礫も他の底質採取地点に比べて中央粒径が大きくなっているものであろう。このように流入小河川の河口付近でのみ中央粒径 $d_{50}$ は大きくなるが、その他の地点では0.5mm～1mmまでと非常に細粒の汀線砂礫となっている。また、底質の淘汰の状態を示す標準偏差 $\sigma_\phi$ の沿岸方向分布も、中央粒径の分布とほぼ同様に、流入小河川の河口付近でその値が大きく、淘汰の状態が悪いことを示している。しかし、小田川河口付近から魚道川にかけて、しだいに標準偏差の値が小さくなる傾向を示し

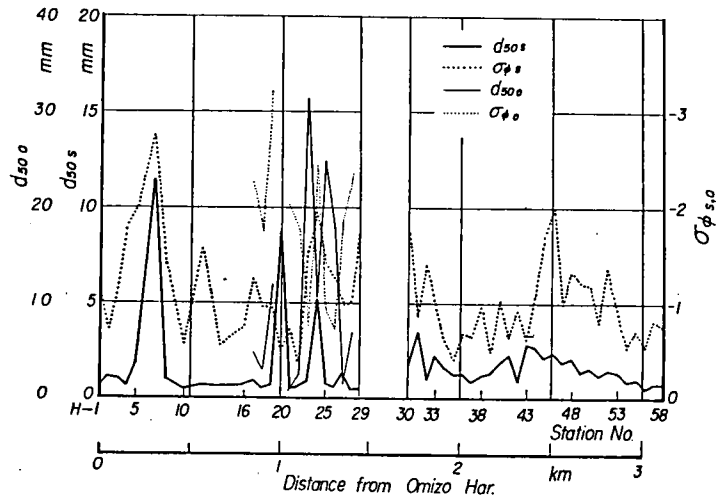


図-4.2.76 萩の浜における底質の中央粒径と標準偏差の沿岸方向分布

ている。このことは、汀線砂礫すなわち漂砂が移動するに従って淘汰され、漂砂の下手側ほど標準偏差の値が小さくなることから、萩の浜における汀線砂礫は、全体的には南から北へと移動する傾向にあるといえよう。

一方、鯉川から鴨川河口右岸に至る約1.3kmの近江白浜では、流入小河川の河口付近における汀線砂礫の中央粒径は顕著に大きくなる傾向は見られない。これは、いずれの流入河川とも平野部を貫流する鴨川から農業用水を目的として分流されたものであって、小河川の上流域に粗粒径の土砂を生産する山地がないことに原因しているものといえよう。中央粒径の沿岸方向分布には、ピークが2カ所現われており、その1つは鯉川河口付近とこの近江白浜のほぼ中央部にあたるところである。この2つのピークを示す地点から、それぞれ東西方向に向って中央粒径の値が漸減している。また、標準偏差の値も同様の傾向を示し、これら両者から沿岸漂砂はピークを示す地点より漸減する方向へと移動しているものと考えられる。また、漂砂は一般に来襲する外力、すなわち波浪の大小によって量的および質的にも変化するが、来襲波浪が小さな場合には、比較的細粒の底質が移動するものといえる。そこで、篩分け分析を行った汀線砂礫について、それを構成する10%粒径( $d_{10}$ )および25%粒径( $d_{25}$ )の値をとり、その沿岸方向分布を示したものが図-4.4.77である。これから萩の浜区域で $d_{10}$ と $d_{25}$ の沿岸方向分布に若干の相違が見られる。すなわち、 $d_{10}$ では和田打川付近をピークとして、それより大溝港の方向へその値が漸減するような傾向が見られるが、 $d_{25}$ では前述の小田川以南が同様の傾向を示している。さらに、それぞれのピークを示す地点より北側では、2、3カ所のピークを示す地点があるけれども、北側に向ってそれぞれの値が漸減するようである。

一方、近江白浜では、前述した $d_{50}$ および $\sigma_{\phi}$ で明らかにされた傾向とほぼ同様であるが、とくに $d_{10}$ で示す細粒の底質は、現在葦が生育している萩の浜と近江白浜を分ける区域へと漸減している。また、図-4.2.78は75%および90%粒径それぞれについて、汀線砂礫と一部の区間については水深0.5m

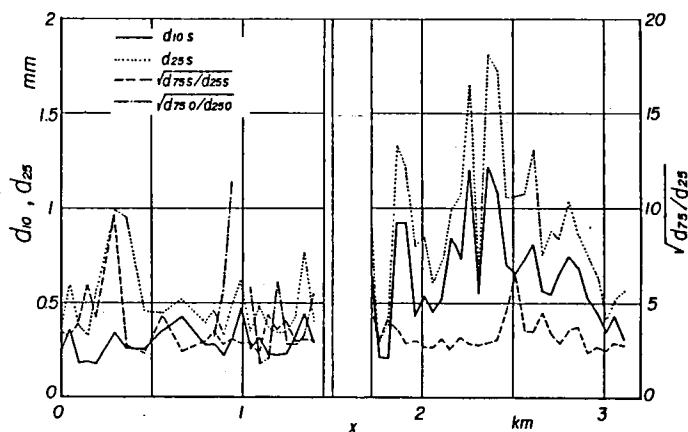


図-4.2.77 10%粒径, 25%粒径および篩分け係数の沿岸方向分布

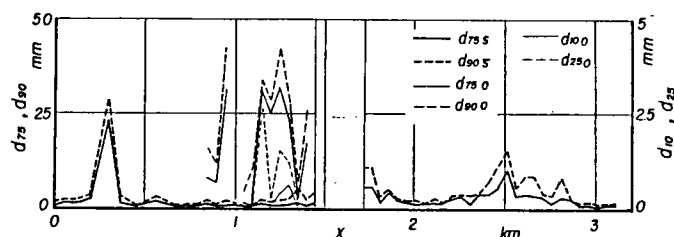


図-4.2.78 75%粒径および90%粒径の沿岸方向分布

付近の底質の沿岸方向分布を示したものである。砂礫の粒径分布のうち粗粒径のものは細粒径のものに比べて、来襲波浪が大きい場合に輸送、運搬されることから、その分布を詳細に検討すれば高波浪時の沿岸漂砂の動態が明らかにできうるものと考えられる。萩の浜における  $d_{75s}$  および  $d_{90s}$  の分布方向は中央粒径  $d_{50}$  の傾向と同様であって、小田川から大溝港に向かってその値が漸減しており、その方向へ漂砂が移動していることをうかがわせる。また、近江白浜においても  $d_{50}$  の分布とはほぼ同じ傾向を示すが、そのピークの位置が若干北側に移動している。一方、水深約0.5mの位置における底質の粒径は汀線砂礫に比べて粒径が大きく、高波浪の来襲時にのみ移動するものと考えられるが、その分布傾向は明らかではない。

以上のように、主として汀線砂礫の沿岸方向分布を示したが、その粒度分布の特性値は沿岸方向に大きく変化しており、砂礫の移動方向をより明らかにするために各測定点における値を移動平均して示したものが図-4.2.79である。

さらに、これらの各粒径値および砂礫の淘汰状態を示す標準偏差などから推定できる沿岸漂砂の移動方向を総括して示したものが図-4.2.80である。これから萩の浜では、細粒径の10%粒径( $d_{10}$ )以上のものは和田打川を境としてそれより大溝港の方向へ、また若干逆の方向へ移動しているものと考えられる。一方、粒径の大きなものは、主として小田川から流送されると考えられ、その粒径の砂礫も大

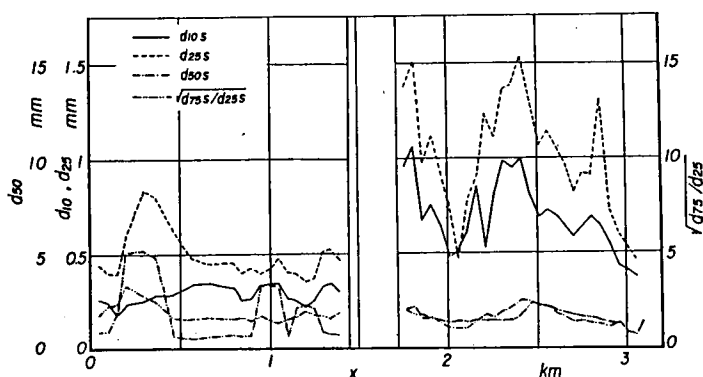


図 - 4.2.79 萩の浜における底質特性の移動平均値の沿岸方向分布

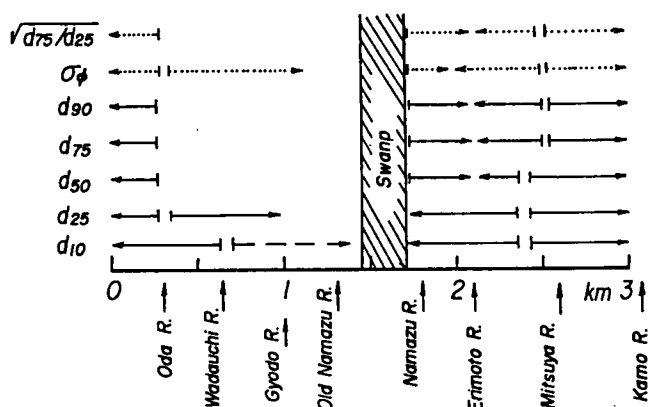


図 - 4.2.80 底質特性の沿岸方向分布に基づく沿岸漂砂の推定移動方向

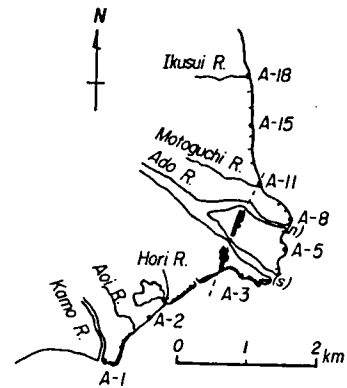
溝港の方向へ移動しているが、萩の浜の北側への移動は明瞭ではない。近江白浜においても、細粒径のものと粗粒径のものでは、その傾向に変化が見られる。すなわち、10%粒径 ( $d_{10}$ ) および 25%粒径 ( $d_{25}$ ) では、鰐本川と三ッ矢川の間付近から鯉川の方へ底質の移動があるものと考えられるが、それ以上の粒径は逆に鰐本川付近にその両側から移動してくるようである。

このように、汀線砂礫の沿岸方向分布から砂礫の移動、すなわち沿岸漂砂の移動を推定したが、後述する来襲波浪のエネルギーフラックスと沿岸漂砂量の沿岸方向分布とは若干相違するところもあるものの、大溝港から小田川の区間および鯉川から鰐本川付近までは、底質特性の分布から推定した沿岸漂砂の移動方向とよく一致している。しかし、萩の浜の小田川から旧鯉川にかけての区域では、後述するように、最近の波浪エネルギーフラックスの分布も複雑で、しかもその値が小さく、このことが底質特性の分布が明瞭でないことと一致しているといえよう。一方、近江白浜では、波浪のエネルギーフラックスの値は一般に小さく、細粒径の底質にのみ影響するものと考えられる。この細粒径の底質の移動方向は鰐本川

付近から鯉川へ向う方向であって、これは波浪のエネルギーフラックスの方向とよく一致している。しかし、鯉本川と三ッ矢川の間付近から鴨川の河口では、波浪のエネルギーフラックスも小さく、底質特性から推定した沿岸漂砂の移動方向とその方向が相違する。これは、底質採取の時期が9月下旬であることから、採取前の夏期に来襲した南からの波浪によって底質が移動したものであって、短期的で季節的な変化が顕著に現われているものであろう。このことは、地形の変遷について述べたように、底質採取時における鯉本川および三ッ矢川など流入小河川の河口砂州は、いずれも南から南西方向を示しており、長期的には波浪のエネルギーフラックスの方向と底質の移動方向とはかなりよく一致しているものといえよう。

Ⅳ) 鴨川河口以北における汀線砂礫の特性 鴨川以北における汀線砂礫の採取は、萩の浜におけるものと同様に行ったが、鴨川河口左岸から青井川河口付近および堀川河口から安曇川（南川）河口右岸付近までは葦原が広がっており、また湖岸へ立入ることが不可能なために汀線砂礫の採取はできなかった。

図－4.2.81は鴨川河口以北の汀線砂礫の採取位置を示すものであり、採取位置は前述のように採取不可能なところがあるために、採取間隔は一定していない。なお、砂礫の採取に際しては、この付近の粒径は萩の浜に比べて大きいために、10 kg程度採取した。図－4.2.82は各汀線砂礫採取位置における中央粒径 $d_{50}$ と標準偏差 $\sigma_\phi$ を示したものである。中央粒径は鴨川、安曇川（南川および北川）の河口付近でその値が大きく、また標準偏差の値も大きくなっている。これは、河口上流域から粒径の大きな砂礫が流送され、河口付近に堆積していることを示すものであって、この付近一帯の漂砂源として大きな役割を果たしているものといえよう。安曇川（北川）以北では、比較的砂礫の採取箇所数も多かったため、安曇川河口デルタにおける汀線砂礫の移動などについて考察すると、次のようである。



図－4.2.81 鴨川河口以北における底質の採取位置

まず、安曇川河口デルタの形状は、いわゆる河口網状流の発達による扇型ではなく、河口先端部がしだいに突出している。このため狭義に河口デルタを限定すれば、安曇川（南川）右岸の南舟木を結ぶ延長線より琵琶湖側と考えることができる。この延長線の北端は砂礫の採取位置で見ると、A-11の元口川河口付近となり、湖岸線の形状においても元口川より北側では、ほぼ湖岸線は南北に向いているが、元口川から安曇川（北川）に向っては、琵琶湖に張り出した弧状をなし、その付近の湖岸線はNWからSE方向となっている。これらの安曇川河口デルタの形状と汀線砂礫の中央粒径の沿岸方向分布を見ると、元口川付近が1つの境界になっているものと考えられる。すなわち、汀線砂礫の中央粒径および標準偏差のいずれも、一般に安曇川河口から元口川の方へその値が小さくなり、また砂礫採取位置A-18から元口川に向ってそれらの値も小さくなっている。このことは粒径が小さく、また標準偏差の値が小さくなる方向へ沿岸漂砂の移動が卓越するといわれることから、いずれも元口川の方へ沿岸漂砂の移動

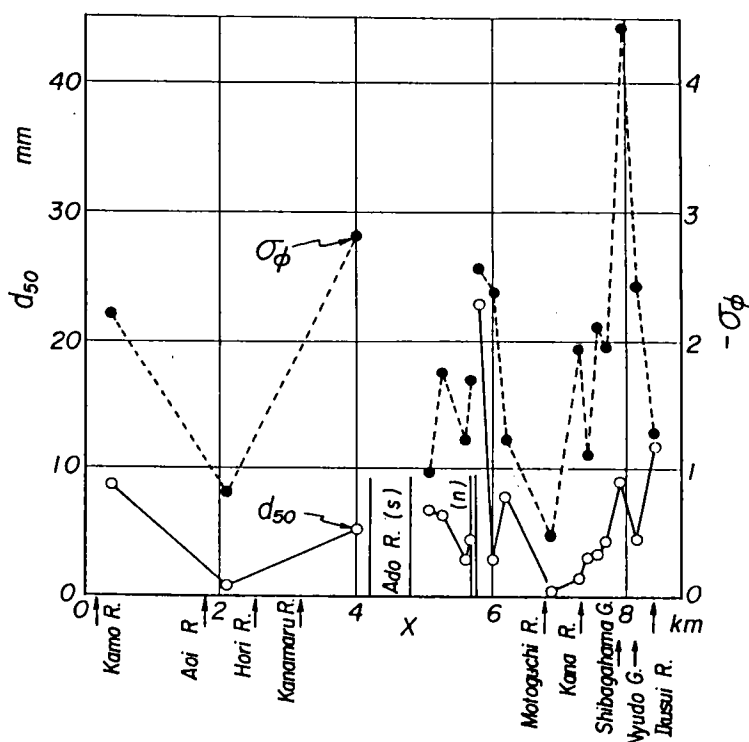


図-4.2.82 鴨川河口以北における中央粒径および標準偏差の沿岸方向分布

があるものと考えてよいであろう。とくに、元口川以北では、湖岸線の方がほぼS～N方向であり、冬期季節風時の北風によって発生する波浪によって、北から南へと沿岸漂砂が移動するものと考えられる。

(e) 萩の浜における波浪エネルギーフラックスと湖岸変形 前述のように、萩の浜に來襲する波浪は、主としてENE～SSW方向の波向であり、しかも周期が短いうえに、萩の浜前面は比較的急勾配であるため、波浪はほとんど屈折せずに來襲することになる。図-4.2.83は屈折図の1例であり、これによればENE方向の波浪は鴨川河口デルタによって遮閉され、萩の浜には直接來襲しないことがわかる。この屈折図の波向線間隔の特性から、次のことがいえよう。

- 1) 波向Eの場合：近江白浜および萩の浜で粗となり、打下地区にエネルギーの集中がみられる。
- 2) 波向SEの場合：近江白浜および打下地区で粗となり、萩の浜へは直線的に波浪が來襲し、エネルギーフラックスは沿岸方向にはほぼ一様に分布する。
- 3) 波向Sの場合：大溝港はへやへい領域となるが、萩の浜および近江白浜地区へは直線的に波浪が來襲する。
- 4) 波向SSWの場合：萩の浜では粗となり、白浜および鴨川河口地区へエネルギーの集中がみられる。

次に、萩の浜に沿う波浪エネルギーフラックスの分布が、長期的にみてどのような変遷をしてきたかを知るために、沖波波高0.3m以上の波を対象として、1950年から5年毎のエネルギーフラックスの年平均値と32年間の平均値を算出した。図-4.2.84にはその結果を示す。ここに、エネルギーフラックスの符号は大溝港より鴨川方向に向う場合を正とし、その逆方向成分を負として表わし、横軸は大溝

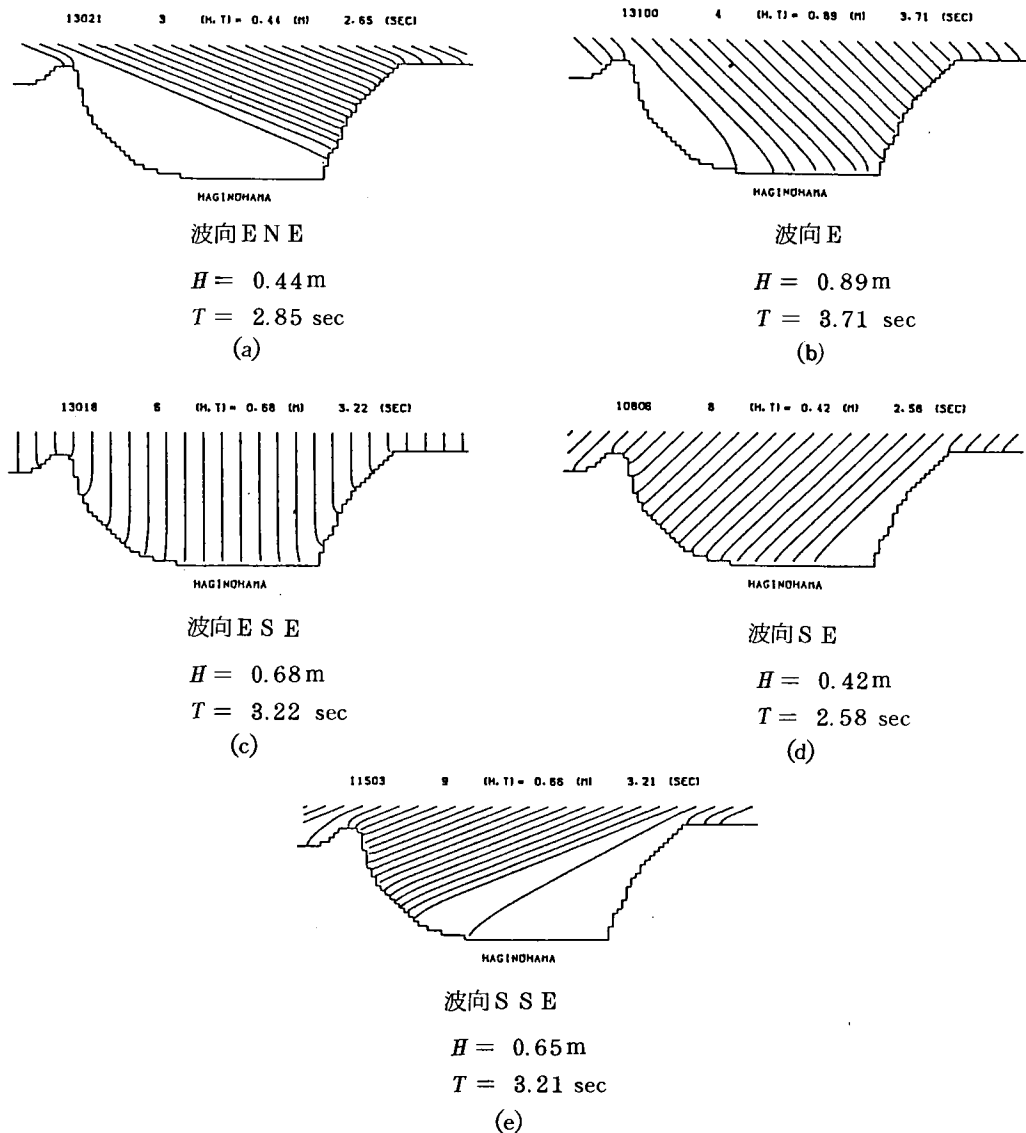


図-4.2.83 萩の浜における波浪屈折図

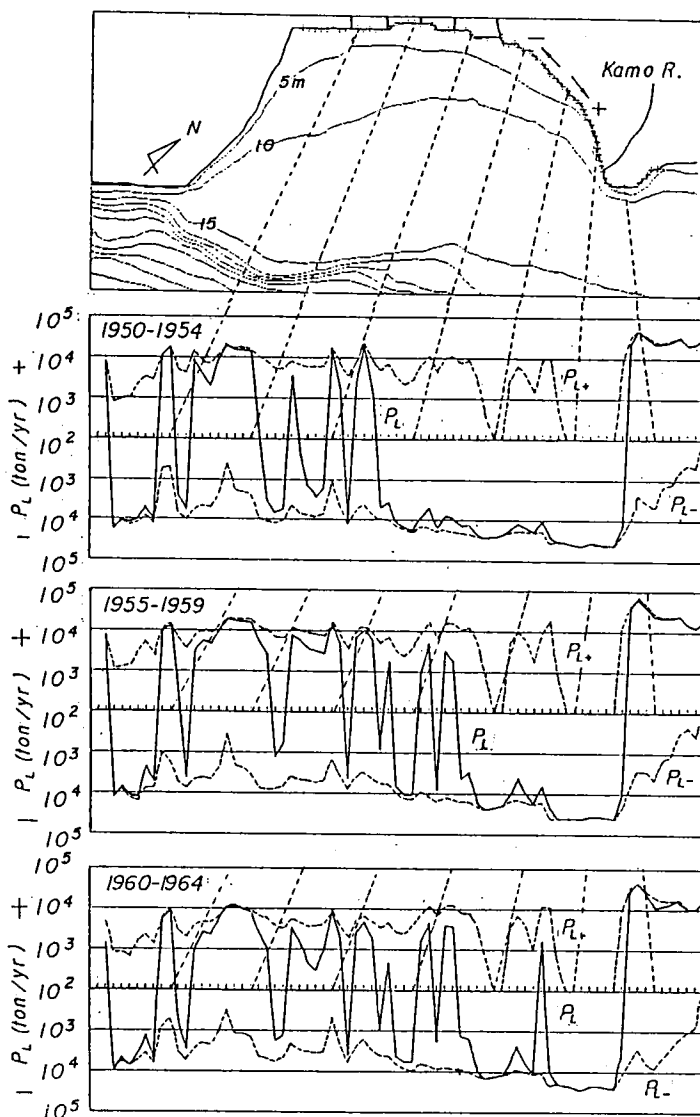
港を原点とした汀線に沿う距離を示す。ただし、打下地区による波の回折および反射は考慮していない。これらの図から、次のことがわかる。まず、1950年～1981年の期間では、波浪のエネルギーフラックスの各5年間の年間平均値の沿岸方向分布は非常に類似している。凹凸はあるものの、全般的な傾向として、萩の浜の南西部大溝港付近ではエネルギーフラックスは負となり、中央部では正であるが、それ以北の近江白浜では一般に負であって、場所的にかなり変動している。このような傾向を示しながら、エネルギーフラックスの絶対値は、経年的に急減している。これはいうまでもなく台風又来襲頻度によるものであって、経年的変化としてあえてとりあげるべきものではない。なお、図-4.2.83に示した波浪の屈折図から明らかなように、萩の浜の中部以西には、季節風および台風時の波浪が来襲するが、鴨



川の河口部から中部以北では季節風時の波浪は鴨川河口デルタでしゃへいされ、台風による波浪のみが侵入する。したがって、前述したいずれの期間でも、この付近のエネルギーフラックスは非常に小さくなっている。一方、鴨川の河口以北のいわゆる鴨川河口デルタ付近では、波浪のエネルギーフラックスは場所的に著しく変動している。これは、河口デルタ地区の湖底地形が複雑であるため、波浪の変形が著しく、沿岸方向にも大きく変動するためである。

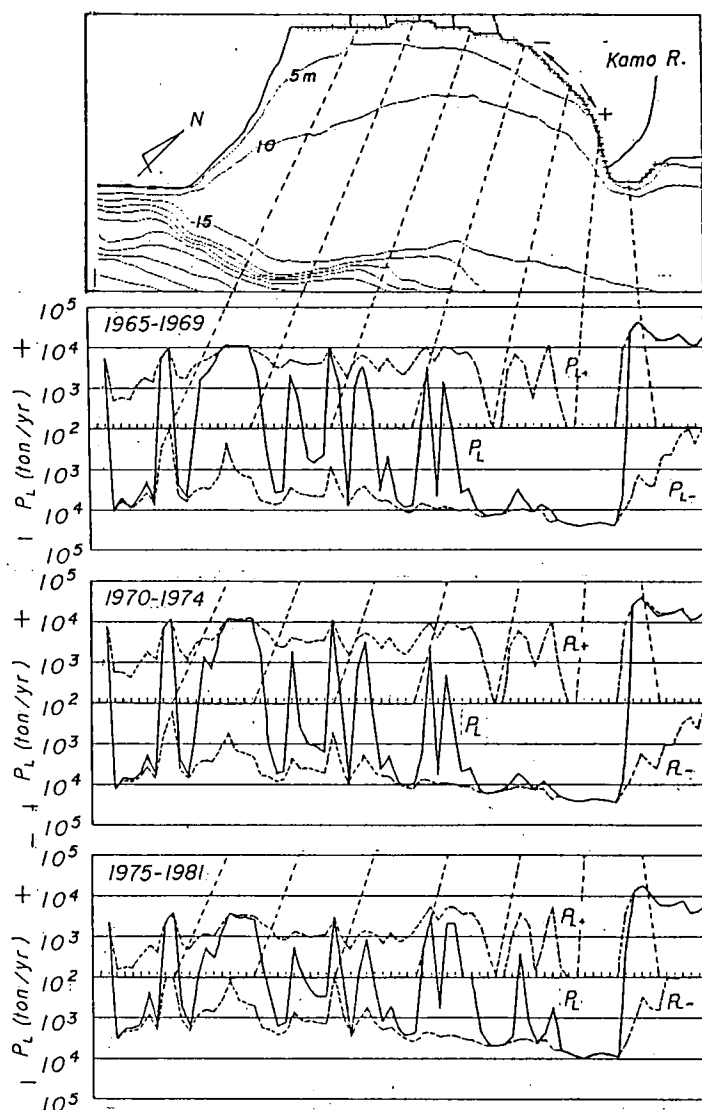
次に、方向別に付けたエネルギーフラックスの沿岸方向分布とその変遷について考察する。

図-4.2.55 から、過去32年を、(a) 1950年～1964年と(b) 1965年～1981年の2つに分けて考察することができる。図-4.2.84 から明らかなように、(a)の期間では、それぞれの5年間にジェーン



(a) 1950年から1964年

図-4.2.84 萩の浜における5年間の波浪エネルギーの沿岸方向分布 (1)



(b) 1965年から1981年

図-4.2.84 萩の浜における5年間の波浪エネルギーの  
沿岸方向分布 (2)

台風、伊勢湾台風および第2室戸台風などの大型台風による波浪のエネルギーフラックスへの寄与がかなり大きい。これに対して、(b)では琵琶湖付近を通過する台風数の減少によって、エネルギーフラックスは明らかに小さくなっている。しかし、図-4.2.85に示した32年間の平均値が示すように、エネルギーフラックスの絶対値は各5年ごとに相違するものの、それらの方向特性はそれぞれ非常によく似ている。さらに、この特性を明らかにするために、ここではつぎのような工夫をした。すなわち、波浪のエネルギーフラックスの計算では、汀線位置を50m間隔に読みとり、その間を線形補間し、碎波角と汀線の向きとの挟角から沿岸方向のエネルギーフラックスを求めるが、汀線の曲率の大きいところでは、こ

の挟角の急変を避けることはできず、図-4.2.84のエネルギーフラックスの鋭い立上りの幾つかはこれに起因していることがわかる。そこで、このような計算方法上の短所をできるだけ修正するために、計算結果と汀線の平面形状の急変点を対照して、図-4.2.85に破線で示すような平滑化を行った。これからわかるように、萩の浜では単峯型のエネルギーフラックスの分布になっていることがわかる。方向特性としては鴨川より南へ向うエネルギーフラックスがあり、これが大溝港より北へ1.5km付近まで続いている。それより南側では、逆に北へ向うものが現われるが、大溝港に近づくると反転して南へ向うエネルギーフラックスが存在することがわかる。

一方、波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布をもととして、萩の浜に沿う沿岸漂砂量の分布と南西および北東方向への沿岸方向成分を示したものが図-4.2.86である。ただし、単位時間当りの値で表示するとともに、図中の a, b, c, d, e および f はそれぞれ 1950年～1954年, 1955年～1959年, 1960年～1964年, 1965年～1969年, 1970年～1974年および 1975年～1981年の期間の平均の沿岸漂砂量とその方向を表わしている。これから沿岸漂砂の主方向を考察すると、次のようである。

萩の浜における沿岸漂砂の卓越方向は経年的に変動するが、鴨川の河口付近と近江白浜および小田川河口付近では、比較的その方向が一定している。また、萩の浜南端の大溝港付近では、沿岸漂砂はわずかに北東向きとなっているが、あまり著しく卓越した沿岸漂砂は存在していない。これに対して、前述した鴨川の河口から近江白浜の範囲では、沿岸漂砂は一般に西向きであり、鴨川が主たる漂砂源のひとつになっていることがわかる。小田川河口から和田打川にかけては北東向きであって、経年的にその値に変動があるものの、一定の方向となっている。萩の浜には冬期季節風時のみならず台風時の強風に伴って高波浪の来襲することが考えられる。しかし、1961年の第2室戸台風の通過時には、図-4.2.55のように約1.2mの波浪が来襲したものの、通年の波浪エネルギーに対する頻度は小さく、湖岸に局所的

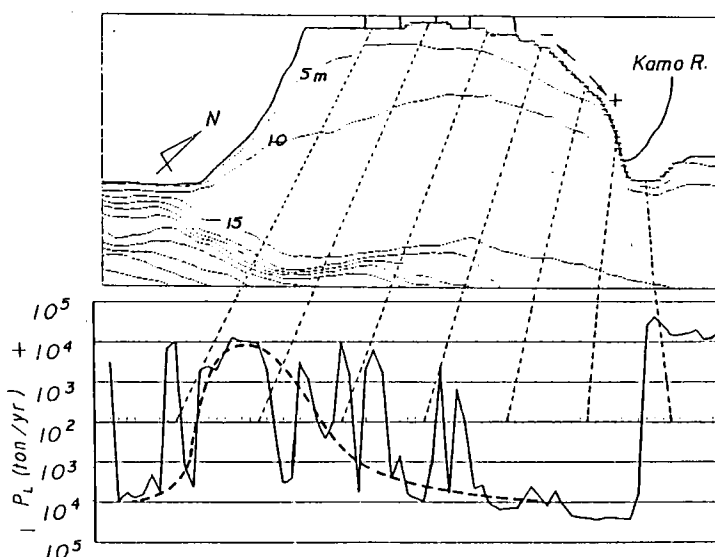
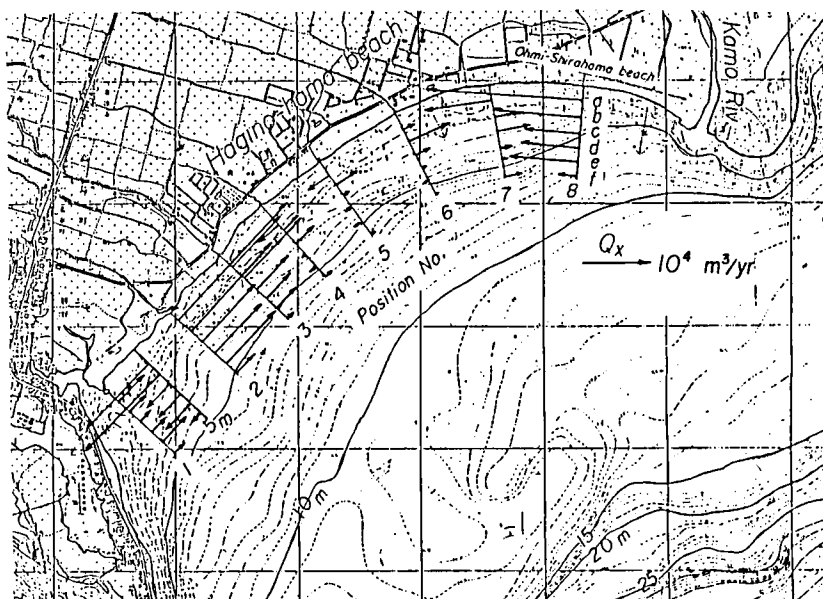
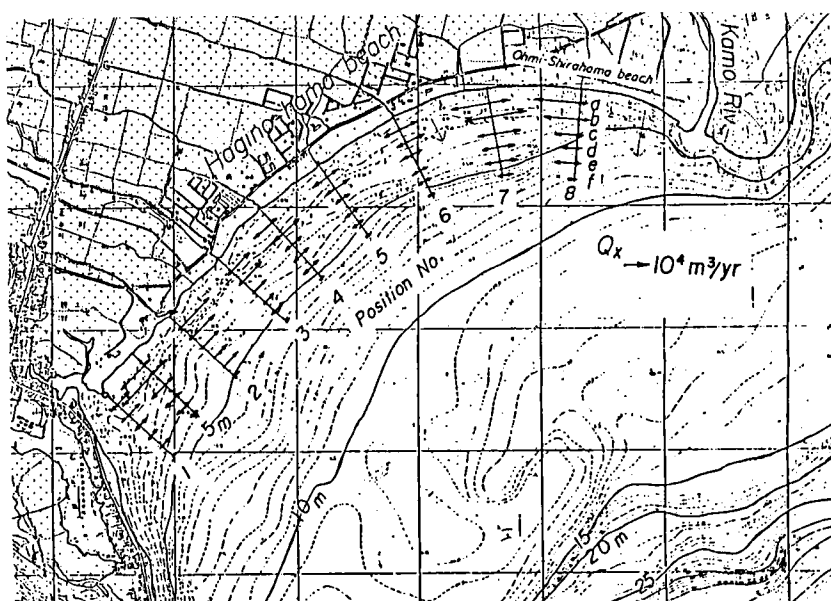


図-4.2.85 萩の浜における32年間の平均波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布



(a) 沿岸漂砂量の分布

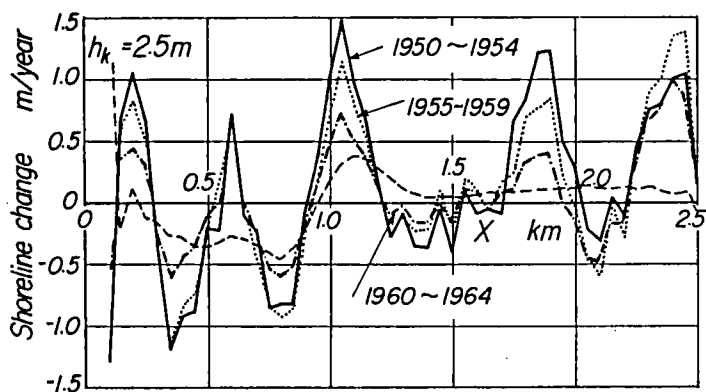


(b) 沿岸漂砂量の沿岸方向成分

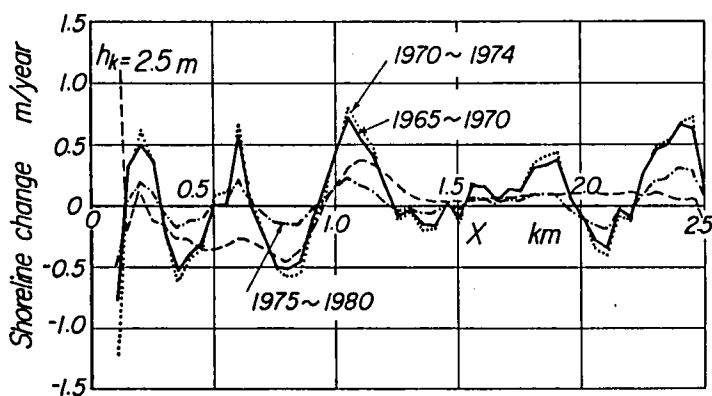
図 - 4.2.86 萩の浜における沿岸漂砂量の沿岸方向分布

な変化をもたらすことは考えられるが、長期的な観点からさほど大きく影響しないといえよう。また、波浪のエネルギーフラックスや沿岸漂砂量は、経年的に減少しているような傾向を示しているが、これは前述したように通年の風特性、台風の来襲数やその経路など、統計上過去10数年間において減少傾向が見られることに関係するものである。

萩の浜の南西端の大溝港から約2.5kmの範囲は、その両端で波浪エネルギーフラックスはゼロとなっており、沿岸漂砂の流入および流失がほとんどないものと考えられる。そこで、この範囲における長期的な湖岸の変形を明らかにすると、次のようである。図-4.2.87は1950年から1980年までの5年間ごとの波浪データに基づく萩の浜の汀線の前進・後退量の沿岸方向分布を示している。ただし、横軸の原点は大溝港とし、また、底質の移動限界水深を第2室戸台風時の波浪と底質粒径から2.5mとしている。この図から湖岸変形の特徴として、次のことを指摘できよう。まず、萩の浜に沿って約500m～700m間隔で汀線の前進・後退領域が現われている。この汀線の前進領域は流入小河川の河口近傍



(a) 1950年～1964年



(b) 1965年～1980年

図-4.2.87 萩の浜における5年間ごとの汀線の前進・後退量の沿岸方向分布

に位置している。また、1950 年以後、琵琶湖付近を通過する台風の来襲頻度とその経路に依存して、汀線の経年的な変動量が減少している。さらに、1950 年から 1981 年に至る 32 年間の波浪データに基づいて、いわゆる 1 次元解析法 (one-line theory) を用いて、汀線の変動量を計算したものが図-4.2.88 である。なお、図中の破線は図-4.2.85 に示した平滑化したエネルギーフラックスに基づく汀線の変動量である。汀線変動量の沿岸方向分布特性は、図-4.2.87 と同じ傾向を示すことがわかる。また、その最大値は  $1\text{ m/year}$  未満であって、台風の来襲頻度の高い 1950～1959 年と比較すると、平均的には汀線の変動量が小さく、台風通過に伴う高波浪の来襲によって湖岸が変動するものといえよう。平滑化した波浪のエネルギーフラックスの分布形を用いると局所的な変動に比べて、大局的な萩の浜における湖岸変形が明らかにされる。これによれば、萩の浜中央付近の汀線前進と和田打川から大溝港付近までの汀線後退が明らかで、図-4.2.71 および 4.2.72 の地形図および空中写真から明らかにした湖岸線の変化と一致して、萩の浜中央部の湖岸線の前進が顕著であることが理解される。

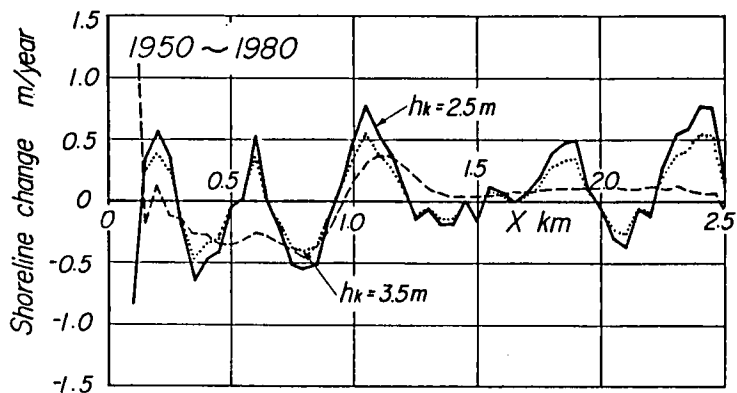


図-4.2.88 萩の浜における過去 32 年間の汀線  
変動量の沿岸方向分布

#### 4.2.4 閉漂砂海岸の特性

閉漂砂海岸の実例として、和歌山県白良浜、山口県室積海岸および琵琶湖北西岸の萩の浜をとりあげ、それらの海浜過程とその変遷について述べたが、ここではそれらの海岸を対比して、海浜の形状、すなわち平面および断面形状、底質特性の分布および波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布など、閉漂砂海岸に共通する特性を明らかにする。

##### (1) 変遷特性

いずれの海岸も漂砂の供給がないか、また、供給があってもその寄与が顕著でない場合であり、海岸（または海浜）の変化を見ると、大きく長期的な変化の卓越した海岸と短期的な変化、すなわち変動の卓越した海岸に分けることができる。とくに、砂浜地形が長期的に大きく変化するものの、短期的な変動がほとんど見られない海浜および長期的にはほとんど変化しないが、短期的に大きく変動する海浜、

さらに、かつて漂砂の供給によって砂浜が大きく成長し、変化してきたが、漂砂源の消滅以降は現状の砂浜を大きく変化させることなく、安定な砂浜地形を示すものがある。例えば、和歌山県白良浜では、大正年間に浜砂を硝子製造の原材料として採取されていたが、それによる海浜変形の影響もなく、背後地の地面侵食と流入河川である寺谷川による少量の流送土砂によって海岸土砂収支が保たれ、長期的に安定した海岸である。しかし、短期的には図-4.2.20、4.2.21、4.2.24 および 4.2.25 に示すように、汀線の変動のみならず、飛砂に伴う砂浜の侵食・堆積が生じている。とくに、汀線の変動は来襲波浪の季節的な波向の変化に対応しており、冬期には南側の汀線が後退するが、北側では前進する。また、夏期の5月から8月には逆の傾向を示し、その変動幅も浜中央部に比べて大きく、この浜中央部を支点として季節的な汀線の前進・後退をくりかえしている。このように短期的な砂浜の変動が比較的大きいものの、長期的な変化が小さいのは、背後地の都市化に伴う現在の海岸堤防や護岸の築造後も、海浜両端のヘッドランドの効果によって、海浜全体が安定を保ってきたといえる。また、漂砂の供給源である河川の河口部埋立に伴って、漂砂源が消滅した山口県室積海岸は、かつて島田川河口から象鼻ヶ岬まで一続きの海岸であり、沖合の水無瀬島による波浪の遮閉によって、あたかも離岸堤背後にトンボロ地形が形成されるのと同様に、島田川河口左岸、現在の埋立地付近の砂浜が突出してきた。しかし、この当時は島田川からの流送土砂も室積海岸へ沿岸漂砂として供給され、図-4.2.34(a)のように長期的に大きく汀線が前進する長期的変化の顕著な海岸であったと思われる。しかし、1930年代から埋立と港の築造が開始され、その防波堤の先端水深は10m以上になり、島田川の流送土砂の室積海岸への供給が絶れた。当時の室積海岸の西側半分が埋立地となり、現在の砂浜の範囲において海岸の再生が行われたので、とくに冬期季節風時の来襲波浪は象鼻ヶ岬基部付近にのみ影響し、また夏期の台風時のS方向からの波浪は埋立地域と砂浜の境界付近を中心として、海浜の中央部から両端へ向う波浪エネルギーフラックスの分布となることから、室積海岸中央部の汀線後退と象鼻ヶ岬基部の汀線前進をもたらしてきたものと考えられる。このように、室積海岸は漂砂源の消滅によって沖合の水無瀬島がポケットビーチのヘッドランドと同じような効果を果し、汀線の局所的な変化はあるにもかかわらず、比較的稳定な海浜を形づくってきたと結論される。

一方、白良浜や室積海岸と相違して、来襲波浪の年平均エネルギーフラックスが通常の海岸に比べて2オーダーも小さな琵琶湖北西岸の萩の浜では、沿岸漂砂は活発でないが、頻度の小さな高波浪時に少しずつ砂浜が変形するものと考えられる。とくに、湖岸に生育する葦地など植物の生育が大きく影響し、例えば高波浪時に形成された浜堤によって内湖が形成され、それに続いて葦地が広がるとそこでは波浪が消散して、細粒の底質が堆積し、しだいに汀線が前進してきたものと思われる。萩の浜の中央部では、そのような葦地が広範囲に見られ、これまで約80年で90m以上も汀線は前進し、長期的に見れば大きな地形変化が生じている。しかし、短期的には来襲波浪の特性と相まって、大きな地形変動は発生せず、しだいに安定なポケットビーチへと変化してきたといえる。このように、閉漂砂海岸では、地形的な特性はもとより、一度改変された地形においても、長年月にわたる外力に対して大局的に安定な砂浜となるよう応答する海岸と結論づけられる。

## (2) 平面形状の特性

まず、それぞれの海岸について、来襲波浪の主方向側のヘッドランドを基準として表した海岸の無次元平面形状を示した図-4.2.16のように、白良浜の平面形状は冬期季節風時のNW方向の波浪に対して権現崎が、また、夏期の台風時のSW方向の波に対して湯崎がそれぞれヘッドランドとなり、それを横軸の原点として表わされる。この両方向の波浪に対して無次元平面形状はほぼ同じような形状を示しており、比較的左右対称な海浜形状をしていることを示している。室積海岸は前述のように、島田川左岸の埋立によって漂砂源が消滅した海岸であるが、図-4.2.35(a)に示すように、冬期季節風時の波浪に対するヘッドランドを海岸の西沖合にある水無瀬島南端にとり、また、台風期の波浪については象鼻ヶ岬にとれる。さらに、埋立によって漂砂の供給が断たれ、また水無瀬島と埋立地の間の海域が狭くなることによって、冬期季節風時の来襲波浪の状態も若干変化してきているものと考えられる。このため埋立以前と現在の平面形状の両者を比較して示している。これによると、室積海岸では平面形状にあまり大きな変化がないものの、象鼻ヶ岬に近い海岸中央付近より東側の海浜が後退し、平面形状が湾曲しつつあることを示している。これは埋立以前は島田川からの供給土砂の涵養によって安定な海岸であったが、現在では漂砂源の消滅および埋立地による来襲波浪の変化に対応した海岸に変化しつつあるものといえよう。さらに、室積海岸の埋立前(1927年)と現在(1976年)の地形の相違について見ると、埋立前には島田川の流送土砂が水無瀬島の遮閉領域に堆積して、トンボロ状の尖頭地形を形成するとともに、水無瀬島と象鼻ヶ岬にはさまれた中央部付近の湾入が最も大きく、ほぼ左右対称型に近い形状を示していたものであり、図-4.2.35(b)のように、そのトンボロ先端と象鼻ヶ岬基部を結んだ線を基準とした当時の無次元平面形状で表わすと、横軸の原点から0.4付近までの斜線の部分はトンボロ地形の発達によって変形した海岸線の領域である。

一方、琵琶湖北西岸萩の浜では、鴨川河口と白髭付近を結ぶ線に対してほぼ直角に入射する波浪の来襲頻度が高く、湖岸の両端を結ぶ直線を基準とした無次元平面形状は、図-4.2.73に示すように白髭付近は道路護岸のために若干形状が変形しているが、湖岸全体としてはほぼ左右対称な形状をしている。また、前述したようにこの湖岸では底質特性および波浪のエネルギーフラックスの沿岸方向分布から、萩の浜とその北の近江白浜に分けたが、それぞれの無次元平面形状をも示している。このように、一つの湖岸の中で、さらに2つに分けられるのは来襲波浪が白良浜や室積海岸と相違して、波高および周期ともに小さく、湖岸の小さな地形に影響され易いことによるものであろう。また、来襲波浪の主方向に対するヘッドランドは、萩の浜では打下付近、近江白浜では鴨川河口デルタ先端と考えられ、それぞれをヘッドランドとした安定な海浜の概念図の図-4.2.74からも、漂砂の移動および前述した萩の浜と近江白浜の接する付近の汀線の前進が明らかにされる。

### (3) 海浜断面形状の特性

閉漂砂海岸の断面形状、とくにポケットビーチにおいては一般に「すり鉢状」とあるといわれており、それぞれ図-3.4.31、3.4.32に示す海浜形状から次のことがいえる。ただし、室積海岸の海底形状については、前述のように海岸の西半分は埋立てられ、護岸などが築造されているため、本来、孤状を示していた海岸の東側半分の海底形状であることに注意しなければならない。このことを念頭に見ると、現在もっとも海底勾配が急な戸仲漁港付近、すなわち室積海岸の西端付近が旧来の海浜中央部となるこ



とが明らかである。一方、萩の浜については湖岸の形成過程が白良浜などとは相違して、琵琶湖を形成した地質構造、すなわち造盆地運動とも関係するとともに、来襲波浪は一般の海岸に比べて高波浪の来襲頻度も小さく、また通常の波浪も小さなために、明瞭な「すり鉢状」の地形を示していない。

一方、海浜断面形状の変化は 3.4.3 において詳述したように、各海岸とも共通して大きな変動がなく、また沿岸砂州の発達も顕著とはならず、海浜勾配は若干急であるものの比較的安定した海岸であるといえよう。

#### (4) 底質分布の特性

底質粒径はいずれの海岸においても細粒のものから構成されているが、3.6.1 で明らかにした福井県越前海岸および和歌山県内における規模の小さな海岸では、底質粒径は大きく、10 数 cm にも及んでいる。これは海岸背後地からの供給によるものであって、比較的硬質な底質が供給されることがその原因の第 1 であると思われる。ここでは細粒のものから礫に至る海岸の底質特性の分布を総括的に考察する。

底質特性の沿岸方向分布は、その海岸に来襲する波浪のエネルギーフラックスの沿岸方向分布とよい対応を示し、また、その底質粒径の沿岸方向分布から海岸の沿岸漂砂の方向を定性的に明らかにすることができる。まず、底質粒径が大きく礫から構成された海岸の越前および和歌山県の海岸では、一般に海岸の中央部付近から両端部に向って、その粒径が小さくなり、また標準偏差の値も小さくなっており、その方向へ底質が移動して淘汰されることを示しているといえる。しかし、これは海岸に入射する波浪の方向に影響されることは言うまでもないが、海底形状でも考察したように、「すり鉢状」の地形をしている場合が多く、入射波は屈折して海岸両端のヘッドランド付近に集中し、中央部付近では発散領域となる。このことから両端のヘッドランドに向う流れが発生し、それによって底質が移動するものといえよう。このような底質の移動は、白良浜の海岸変形において述べたように、その移動量が少ない場合でも漂砂源がない海岸では、一度ヘッドランドに沿って沖方向へ流失した漂砂は再び海岸へもどらないことになるので、長期的には海岸侵食が進行するといえよう。また、底質粒径が細砂から構成されている白良浜と室積海岸では、季節的に 2 方向の波向であり、季節によって底質の移動方向も若干変化すると思われる。このことから両者の海岸では底質粒径および標準偏差の沿岸方向分布を見ると 2 つのピークが存在し、冬期季節風時および夏期台風時の底質の移動方向が変化することが明らかにされる。

一方、来襲波浪のエネルギーが一般の海岸に比べて 2 オーダー程度小さな琵琶湖西岸の萩の浜においては、粒径の大きな底質の移動がなく、0.5 mm 程度以下の底質のみ通常の波浪によって移動することが明らかで、しかも前述した 2 つに分けた砂浜のそれぞれの中央部付近から両端へと細粒の底質が移動している。さらに、波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布について、白良浜、室積海岸および萩の浜それぞれの特性を比較すると、次のようである。まず、いずれの海岸でも、その両端付近でエネルギーフラックスの値がほぼゼロとなり、海域からの大きな漂砂の流失のない安定した海岸となり、これが閉漂砂海岸の大きな特性のひとつとなっているはずである。しかし、漂砂源が消滅した室積海岸では、消滅以前と以降では若干の相違が見られる。すなわち、島田川河口左岸の埋立が進行して、しだいに沖合まで構造物が築造されると構造物による回折波の発生やそれによる遮閉領域が変化し、侵食・堆積領域が若干海域の両端部へと移動している。

以上のように、閉漂砂海岸の共通した特徴として、海域からの底質の流失が波浪エネルギーフラックスの分布からもほとんど考えられず、これが比較的安定な海岸を形づくっているといえよう。また、この安定な海岸であることは海岸の平面形状によっても明らかにされ、その無次元平面形状がほぼ左右対称となっている。平面形状のみならず海底形状も一般に「すり鉢状」を示し、海岸の中央部付近から両端のヘッドランドに向う流れを発生させ、とくに海岸に対する波向がほぼ正面であれば中央部から両端のヘッドランドの方向へと底質は移動する。しかし、季節的に2方向からの波浪が来襲する場合には、底質特性の沿岸方向分布は双峯型となり、海岸中央部では明瞭な底質の移動方向を示さないが、その両端ではヘッドランドに向う移動方向を示すことが明らかである。

#### 4.3 擬閉漂砂海岸の変遷と変動

擬閉漂砂海岸は、広域的には海岸土砂収支の均衡が保たれているものの、局所的に汀線の前進・後退、すなわち侵食・堆積領域が生じる海岸であって、この侵食・堆積をもたらす原因は、流入河川の流送土砂の変化や海岸・港湾構造物など、自然環境の変化に起因するものである。3.4.2の海岸の分類において、擬閉漂砂海岸の実例として直江津海岸を取り上げ、直江津港改修に伴ってかなり大きな汀線変化を生じたことを示した。ここでは、直江津港を中心として、その東西に広がる砂浜海岸を直江津・大潟海岸と呼称し、その海岸地形の変遷および変動について実証的に考慮する。

直江津・大潟海岸は、図-4.3.1に示すように、直江津から約25km東の聖ヶ鼻と西側約4kmの郷津までを、一つの漂砂系とした砂浜海岸と考えられる。この海岸への主な流入河川は、柿崎町を流下する黒川および直江津港西側に流入する関川であり、また、一連の砂浜海岸を分断するように、直江津港の防波堤などの構造物が築造されている。この砂浜海岸の背後には砂丘が連なり、汀線付近に位置する砂丘はその基部が侵食されて、急崖の様相を呈していることから、かつては砂丘前面に広い砂浜が存在していたことと思われる。また、砂丘の基底には古砂丘<sup>20)</sup>と呼ばれる約1万年から5万年前の砂丘があり、地質時代から砂浜の続く海浜地であったといえよう。現在、このような時代における海岸の変遷を論ずる場合には、その漂砂源としては、郷津よりさらに西約50kmにある姫川がその主体をなすと考えらるべきであろうが、ここでは最近における変遷特性を論ずる立場から、前述した諸河川を漂砂源として取りあげておいた。

この直江津海岸へ流入する河川のうち最大のものは関川であって、流域面積約1,100km<sup>2</sup>であるが、その水源は薬師岳に発し、地すべり地帯で有名な妙高山地をその流域としているので、往時より流送土砂が多く、海岸への漂砂の供給と同時に、関川の河口閉塞の一要因ともなってきた。

また、この海岸に来襲する波浪は、冬期に日本海を通過する低気圧によって発生し、来襲するもので

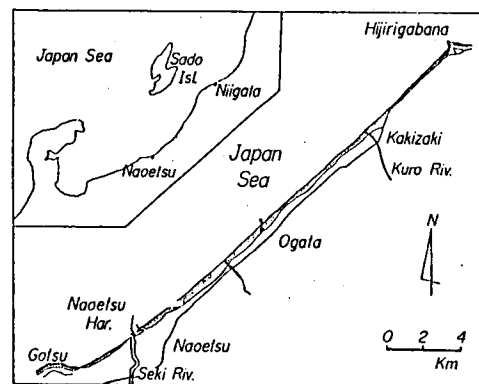


図-4.3.1 直江津・大潟海岸の位置

あって、その高波浪のため毎年のごとく海岸侵食をはじめとする波浪災害が発生してきている。

#### 4.3.1 来襲波浪の特性

海象条件のうち、とくに来襲波浪については1964年12月以来、直江津港において波浪観測が実施されているので、ここではその波浪観測結果に基づいて検討を行うが、その得測率は非常に高い。この海岸に来襲する波浪は、冬期季節風によるものがほとんどであり、その来襲方向は低気圧の通過とともに、一般にWからNE方向へと変化するが、海岸地形の変化に影響を及ぼすと考えられる有義波高4m以上のものは、その方向がNWからNNWにはば限られ、有義波周期は7 sec～9 secのものが全体の約60%を占めている。図-4.3.2は1964年より1972年までの月最大波高 $H_{max}$ 、有義波高 $H_{1/3}$ および平均波高 $H_{mean}$ それぞれの経年変化を示したものである。ただし、1971年4月以降については、直江津港における波浪記録が欠測のため、約40km北の柏崎港において観測された結果を示している。この図から、冬期季節風時には最大波高約7m～8mの波浪が毎年のように来襲し、とくに、1969年12月には約12mにも及ぶ高波浪が来襲している。

この波浪資料を用いて、直江津海岸に来襲する波浪エネルギーの経年変化を求めたものが、図-4.3.3である。この波浪エネルギーの算定には、1日4回の波浪資料を用いることにしたが、夏期の6月から8月に至る期間には、日本海ではほとんど大きな波浪が来襲しないため、その期間の波浪は省略している。また、1967年については1月から9月までの波浪記録が欠測となっていたため考察していない。この図からも1969年および1970年には、非常に大きな波浪が来襲したことが明らかであって、1970年には1969年12月につづいて、1月下旬から2月初旬にかけて高波浪が来襲したが、波浪観測地点ですでに砕波していたといわれることから、実際の沖波波高は図-4.3.2に示すものより、さらに大きかったものと推定される。

この直江津港における波浪観測では、波向観測の資料がほとんどなく、1964年12月から1965年4月に至る短期間の結果<sup>21)</sup>を用いて、1965年から1972年まで、その波向と同じ割合で波浪が来襲したものととして算出した波浪の波向別波浪エネルギーの頻度分布を図-4.3.4

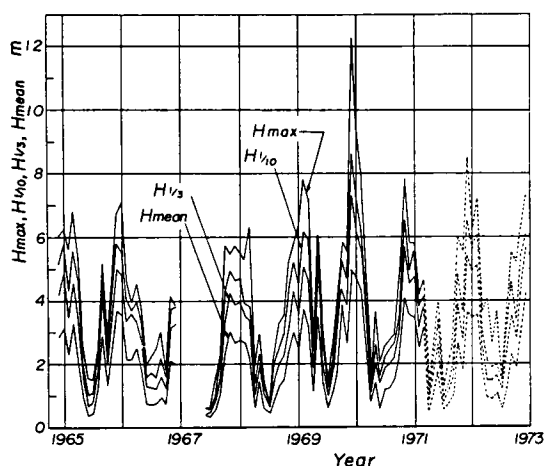


図-4.3.2 来襲波浪の経年変化

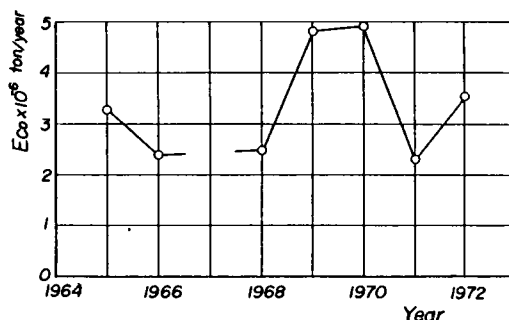


図-4.3.3 波浪エネルギーの経年変化

に示す。これからもNNWおよびNW方向の波浪エネルギーの頻度が高くなっているが、実際は各年によって来襲波浪の波向もかなり相違しているはずであるから、波浪のエネルギーフラックスの沿岸方向分布は若干異なるであろう。

また、図-4.3.5および4.3.6は、それぞれ波高別、周期別の同様の結果を示すものであって、これから有義波高で約3m前後および有義波周期で約8 sec～9 secの波が、波浪エネルギーに対して大きな割合を占め、卓越していることがわかる。

#### 4.3.2 沿岸漂砂の不均衡をもたらす構造物の築造

直江津・大潟海岸はかつて自然の砂浜海岸であって、主要な外力である来襲波浪エネルギーとバランスのとれた海岸形状であったものと考えられる。2.4.1の波浪災害史において詳述したように、日本海側の主要な湊であった直江津は、往時より海運の発展に伴って河口閉塞の防止対策を主とした港湾設備の修築が計られ、その結果、沿岸漂砂の不均衡をもたらすような各種構造物が築造されてきた。

まず、直江津港の歴史は古く、平安時代末期から日本海側の海上交通の拠点として、さらに鎌倉時代には日本海沿岸の七湊の1つとして栄えてきたが、この付近の海岸は、海底地形が緩かな遠浅であるのみならず、海岸線がほぼ直線状であり、船舶の航行や停泊に影響する波浪を避けることが不可能で、港湾としての自然条件は十分でなかった。さらに、直江津港は関川の河岸を船着場としていた河口港であるため、漂砂および関川の流送土砂の堆積によって、しばしば河口は閉塞され、船舶の航行に支障をきたしている。この河口閉塞のみならず、冬期季節風時の高波浪や関川の洪水によって、船着場の流失や堤防の欠壊が発生し、古くから港湾施設の保全を目的とした、河道の安定や河口維持に努力がはらわれてきた。<sup>22)</sup>

図-4.3.7は河道の安定および河口維持のために施工された水制工などを示しているが、洪水時における施設維持を主目的としていたために、冬期季節風時の河口閉塞を防止することができず、港湾機能の低下を余儀なくされていた。そこで、図-4.3.8に示すように明治末期の1910年から関川右岸に約360mの導流堤工事が施工され、1913年には河口左岸に約100mの突堤が築造されたものの、このような河口維持対策工では河口閉塞を防止することはできなかった。その後、1920年より東突堤（右岸導流堤）および河口左岸の突堤が西防波堤として延長され、

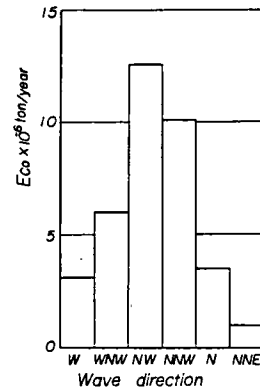


図-4.3.4  
波向別波浪エネルギーの来襲頻度

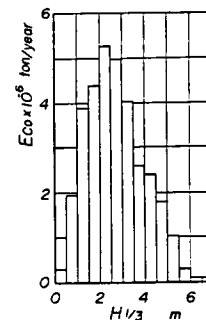


図-4.3.5  
波高別波浪エネルギーの来襲頻度

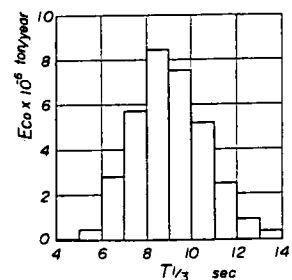
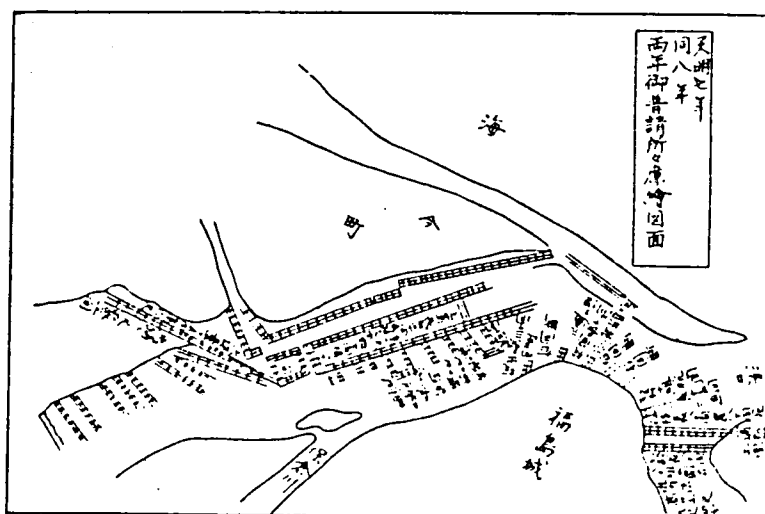
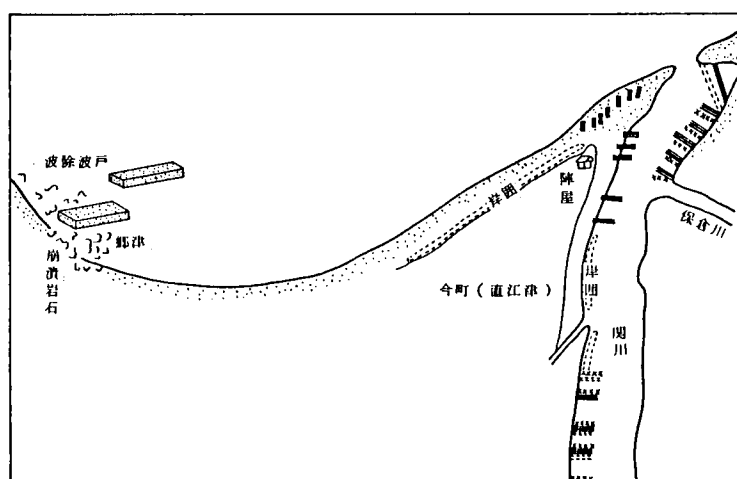


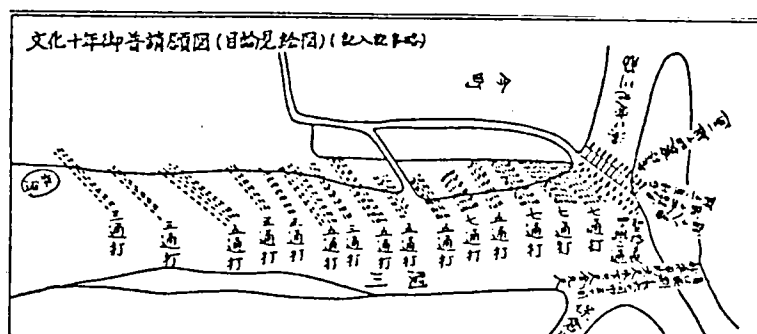
図-4.3.6  
周期別波浪エネルギーの来襲頻度



(a) 1787年(天明7年)



(b) 1808年(文化5年)



(c) 1813年(文化10年)

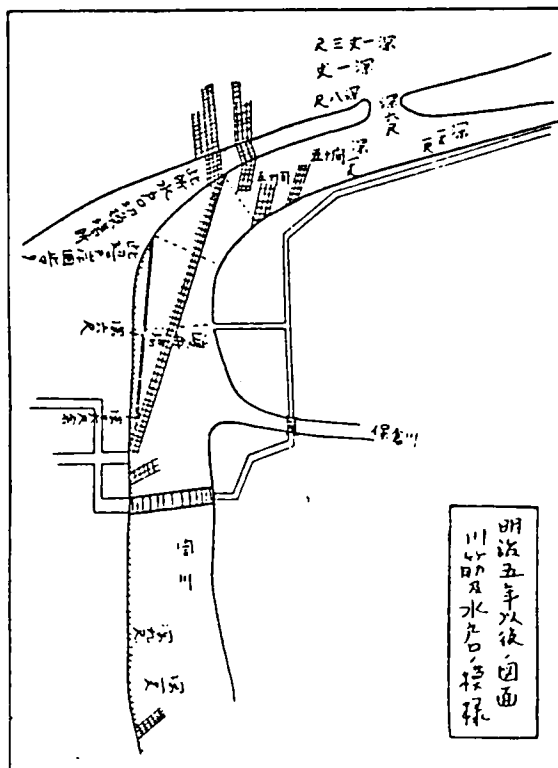
図-4.3.7 関川河口付近の水制工 (1)

1936年に前者は390m、後者は500mの長さとなった。これら河口維持施設の完成後、第2次世界大戦終了まではほとんど改修されなかったが、1951年に重要港湾に指定され、港湾機能の拡大を目的とした河港分離を根幹とする整備計画の推進に伴って、1960年に西防波堤西側に河口の付かえが完了した。同時に、西防波堤の延長工事が開始され、さらに東防波堤の築造および港湾区域の拡張と、本格的な近代港湾として大きく発展しつつある。<sup>23), 24)</sup>

このように、近代的な直江津港の修築以前は、関川からの流送土砂が沿岸漂砂として付近の海岸を涵養し、来襲波浪の波向から見て、直江津から東側の海岸へ移動していたものと考えられる。また、この漂砂が砂丘を形成したといえよう。しかし、関川河口の導流堤および西防波堤の築造と延長に伴って、東側海岸への沿岸漂砂が断たれ、聖ヶ鼻から郷津までの安定な1つの漂砂系を形成していた海岸が直江津港付近で分断され、2つの漂砂系をもつ海岸となり、後述するように関川河口以西の直江津西海岸では、漂砂の侵食・堆積領域が顕在化してきているものと考えられる。

この直江津港の修築と関川流域の河川改修に伴う、河口付けかえおよび西防波堤の延長と付近海岸の汀線変化の関係を示すと図-4.3.9のようである。ただし、図中の記号aは河口右岸導流堤工事の着工、bは河口安定化工事の完了、cは第2次世界大戦後の修築工事の開始、dは河港分離工事の着工、eは河口分離工事の完了およびfは西防波堤延長工事の開始以降を示すものである。これから、直江津海岸では古くからの海岸侵食に加えて、1950年頃以降に急激な海岸侵食が進行したことがわかる。とくに、1950年頃から関川上流の飯田川流域において防砂ダムの築造が大規模に行われ、その砂防ダム群による流送土砂の干止も海岸侵食の原因の1つでもあろう。図中には、それら砂防ダム群について、その堤高 $H_d$ および堤長 $L_d$ から算出される堆積量に関係する量 $H_d^2 L_d$ を求め、また、それらの累加量 $\sum H_d^2 L_d$ の経年変化を示した。この砂防ダム群による貯砂がどの程度この汀線変に寄与しているかは明確でないが、関川の上流域は前述のように地すべり地帯として有名で、かつては関川から多量の流送土砂が流出していたと考えられることから、直江津海岸の涵養における関川からの流送土砂の寄与はかなり大きかったと考えられる。

このように、関川からの流送土砂の変化と直江津港の修築、とくに河港分離工事さらに西防波堤の延



(d) 1872年(明治5年)

図-4.3.7 関川河口付近の水制工(2)

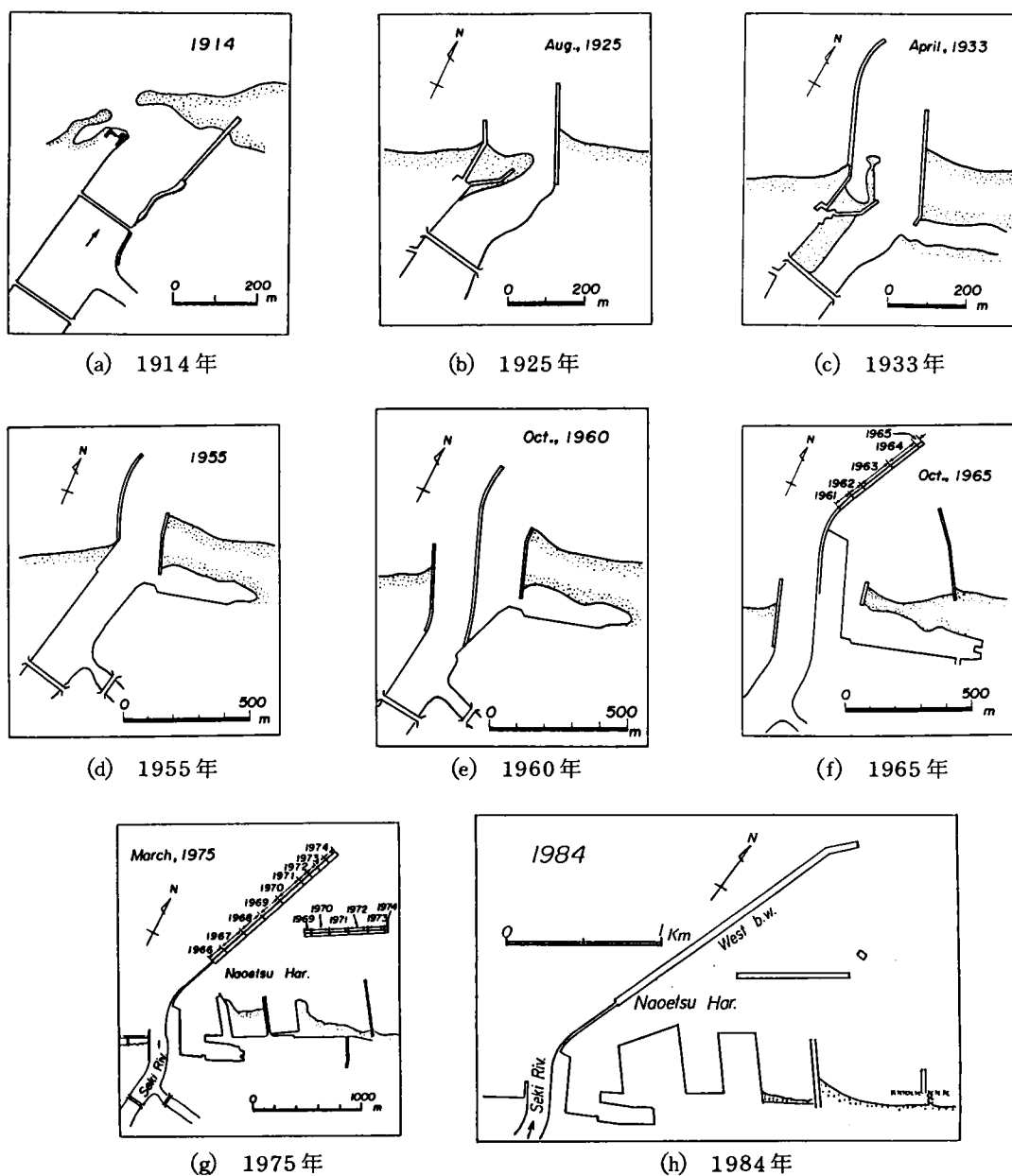


図 - 4.3.8 直江津港修築の変遷<sup>23)</sup>

長が、直江津・大潟海岸の最近の海岸地形に大きく影響を与えているといえよう。

#### 4.3.3 海岸地形の変遷

直江津・大潟海岸は、かつて聖ヶ鼻から郷津まで1つの漂砂系海岸として、海岸土砂収支の均衡がとれた海岸であったと考えられるが、現在は直江津港によって分断された東西両側の漂砂系海岸、すなわち、直江津東・大潟海岸と直江津西海岸と分けることができる。この2つの海岸は、海岸線の分断によ

って沿岸漂砂に不均衡が生じ、汀線変化や漂砂の侵食・堆積領域の顕在化に伴う擬閉漂砂海岸へと、その様相を変化させてきている。

図-4.3.10は郷津から聖ヶ鼻に至る約30kmにわたる汀線変化の場所的分布を示したもので、最も古い1911年の資料は、陸地測量部による1/25,000地形図に基づいている。また、他の年度の資料は空中写真および1/5,000地形図を用いた。図-4.3.10(a)から関川河口より西側では、直江津港および関川河口の修築以前の1947年において、河口付近の汀線の前進は見られるものの、郷津に近づくほど侵食の傾向が見られる。しかし、1964年および1974年には、1947年に比べて河口近くの汀線は後退し、しだいに郷津へと漂砂が移動し、汀線の前進領域も西側に移ってきている。直江津港の東海岸から柿崎町の黒川河口までは、局所的に汀線の前進が見られるもの

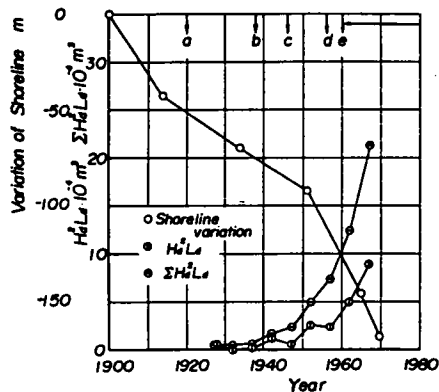
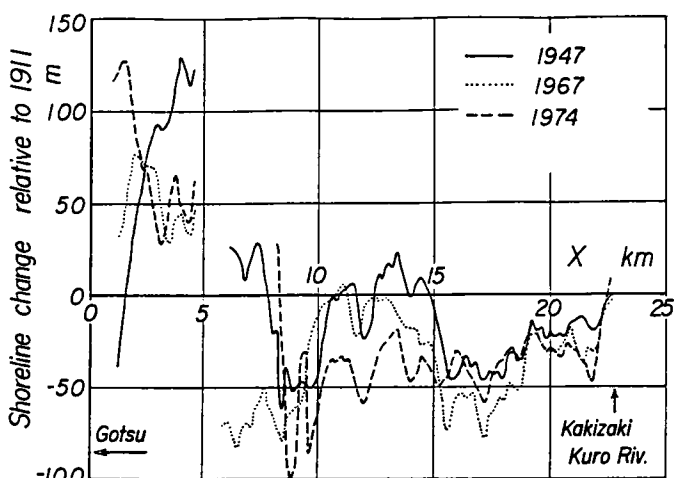
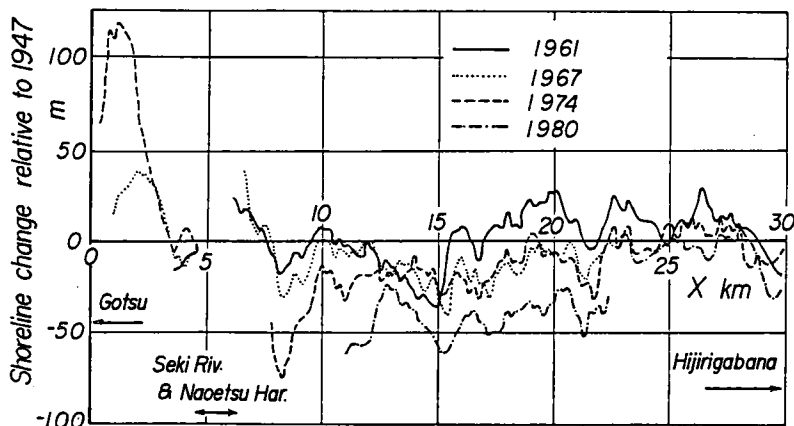


図-4.3.9 海岸・港湾構造物の築造と汀線の経年変化



(a) 1911年を基準とした1974年までの汀線変化



(b) 1947年を基準とした1980年までの汀線変化

図-4.3.10 聖ヶ鼻から郷津に至る汀線変化の場所的分布



の、経年的に汀線は後退の傾向を示している。

一方、第2次大戦後の汀線を示すものが図-4.3.10(b)である。これは、この海岸の両端である聖ヶ鼻から郷津までの全長約30kmの範囲である。基準とした1947年の資料は、米軍の撮影による空中写真である。直江津港から西側の郷津では最大120m程度の汀線の前進が見られ、その値を年平均にすると約5m/yearとなり、とくに1967年以降すなわち西防波堤の延長以降に汀線前進が顕著となっている。しかし、直江津港から聖ヶ鼻までの海岸は、そのような顕著な汀線変化を示すところが存在するが、郷津から約8km、15kmおよび22km付近に汀線の後退領域が見られる。一方、約22km付近から28kmまでは大きな汀線変化はなく、ほぼ安定しているといえよう。このように聖ヶ鼻までの海岸は、直江津港の近くで構造物の影響による汀線の前進・後退が顕著となっているものの、全般的に侵食および堆積領域が顕在化しつつも、長期的には侵食型の海岸であるといえよう。

また、直江津港を中心とする東西両海岸の汀線変化については、東西それぞれ100m毎に測線を定め、東海岸は港の東突堤を基点(測点No.0)として東へ100m間隔で最大3kmまで、また西海岸は西防波堤基部を基点(測点No.0)として100m間隔で郷津までの約4kmにわたって、図-4.3.11に示すような測線を定め、基準線から汀線までの距離を測定して、汀線の変化を求めたものである。

図-4.3.12は、測量結果に基づく1942年から1971年までの直江津港を中心として、東西両海岸

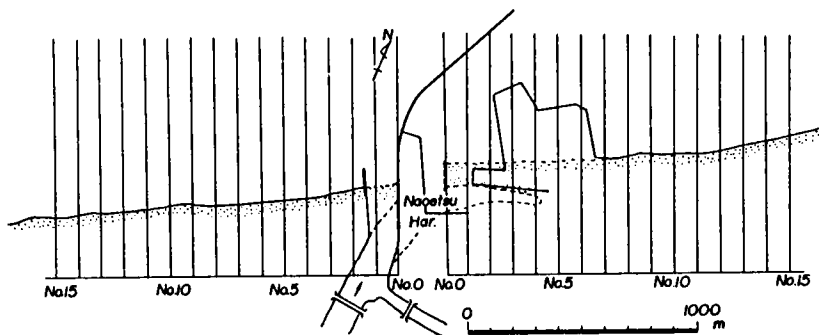


図-4.3.11 汀線変化の測定測線

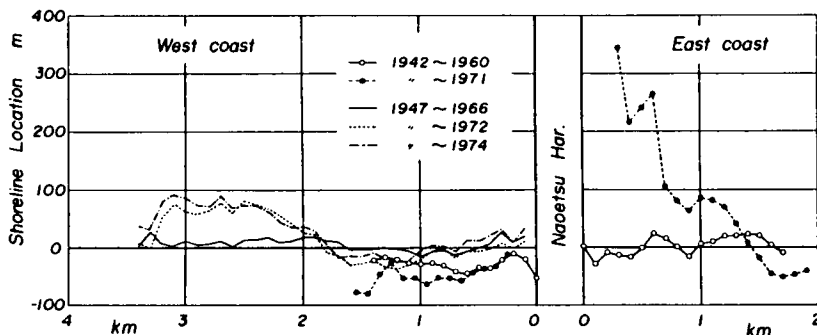


図-4.3.12 直江津海岸における汀線の場所的变化

それぞれ2kmの範囲の汀線変化と1947年に米軍によって撮影された空中写真を基準として、それぞれの年の空中写真から汀線の位置を読み取り、汀線の場所的变化を示したものである。これからも直江津港の東西両海岸で汀線はそれぞれ前進および後退をし、その様相を異にしていることおよび1960年の河港分離工事の完了と西防波堤の延長によって、東海岸では港に近い汀線ほど前進し、港から1.5km～2kmでは後退している。これは前述したように、西防波堤先端の回折波による沿岸流の東西両方向への流れに起因するものである。一方、直江津西海岸の汀線も後退の傾向を示し、とくにその範囲が次第に西側へと移動している。また、関川左岸から郷津までの約4kmの西海岸における汀線変化は、1947年に撮影された空中写真を基準にして、それぞれの年の空中写真から読み取ったものである。この図から、直江津港に近いところでは漂砂が堆積して汀線の前進がみられるが、約1km～2kmの範囲では後退、それより約3.5kmまでは急激な汀線の前進が生じていることがわかる。このうち1966年から1972年にかけての急激な汀線の変化は、直江津東海岸に多大な被害を与えた1969年12月から1970年2月にかけて来襲した高波浪に原因するものと考えられる。

さらに、1914年の汀線位置を基準とした関川河口の東西海岸200mの範囲の汀線変化の平均値を経年的に示すと図-4.3.13のようである。なお、図中には東突堤と西防波堤の延長をも示してある。この図から汀線の経年変化は、関川河口の東西両海岸でその傾向を異にしており、次のことがわかるであろう。まず、東海岸では1914年から1930年にかけて汀線は前進しているが、これは東突堤の築造と延長によるものであろう。しかし、1930年から1955年まで次第に汀線が後退する傾向を示しているが、これは2.4.2において述べた波浪階級5以上の来襲日数の多い年と比較的よく対応している。一方、1957年には汀線が急激に前進しており、その原因として高波浪の来襲が少なかったことと相まって、1956年から実施された河港分離工事の影響と考えられる。その後、1960年以降の汀線の前進は、西防波堤の延長に関係するものである。一方、西海岸の汀線は西防波堤の築造以後急激に後退しているが、1930年から1950年頃まで汀線は前進・後退をくりかえして顕著な変化はみられない。しかし、1952年以降は汀線の急激な後退が現われ、その原因として、前述のように関川からの流送土砂量の減少、1953年から1955年にかけて来襲した高波浪の影響および河港分離工事の開始によるものと考えられる。

また、1942年の汀線位置を基準とした直江津港から東へ1.8kmおよび西へ約1kmまでの範囲における汀線の経年変化は、図-4.3.14(a)、(b)のようである。いずれも図中には西防波堤の延長の経年変化をも

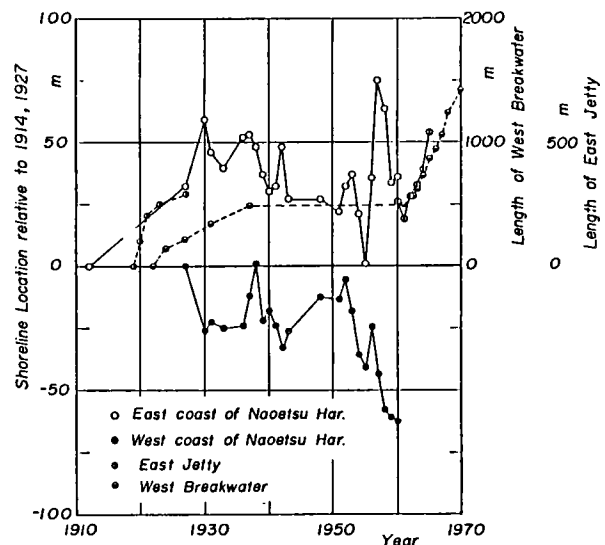


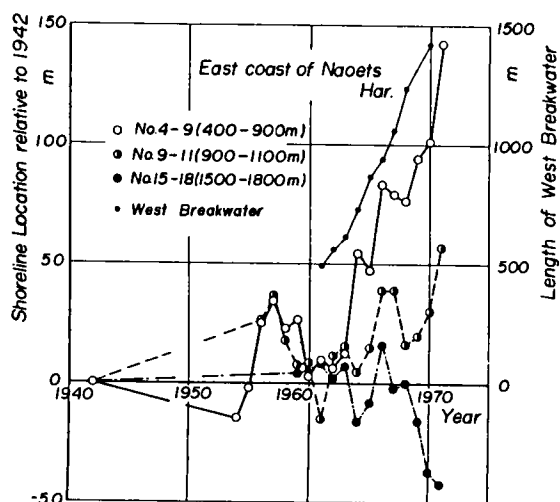
図-4.3.13 関川河口の東西海岸における汀線の経年変化

示している。まず、図-4.3.14 (a) は東海岸の場合であって、図-4.3.11 に示す測点No.4～No.9 (東突堤より0.4km～0.9kmまでの薄囲)、測点No.9～No.14 (0.9km～1.4km) および測点No.15～No.18 (1.5km～1.8km) の各範囲における平均的な汀線の経年変化を示している。これによれば、1964年に測点No.4の西側に築造された防砂堤と西防波堤の延長の影響によって、測点No.4からNo.9の範囲では汀線の急激な前進が目立っている。一方、それより東側の測点No.9～No.14の範囲では、汀線の前進は少ないものの同じ傾向である。しかし、測点No.15からNo.19の範囲では逆に1969年以降汀線の後退が顕著となっている。この汀線が急激に後退する領域は、西防波堤の延長に伴って回折波と直接の入射波が重なり合う位置がしだいに東側へと移動して、それと同時に汀線の後退領域も東側に移動している。

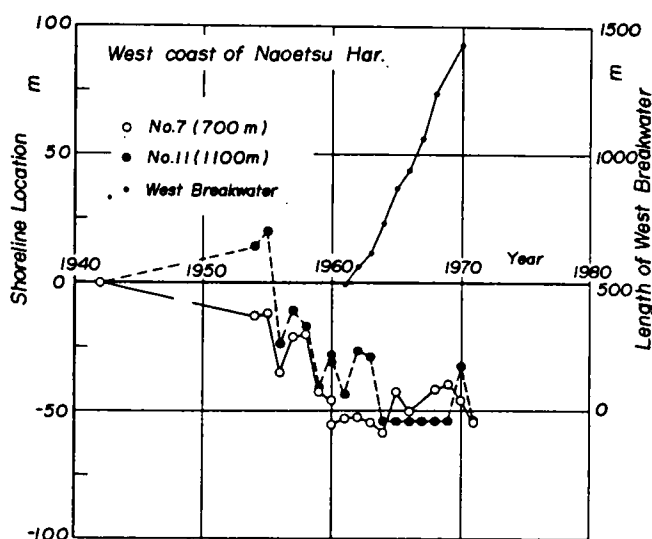
さらに、図-4.3.14 (b) は直江津港西海岸で、西防波堤より0.7kmおよび1.1kmの位置における汀線の経年変化である。この図からも、とくに1956年以降次第に汀線の後退が顕著になっている。しかし、1964

年頃から汀線後退が一定となる傾向を示すが、これは護岸前面まで汀線の後退が進んでいることを示している。さらに、0.7kmと1.1kmの位置では汀線後退の経年変化にずれが見られ、西防波堤基部付近から西側に、しだいに汀線後退領域が移動してきていることを示しているといえよう。<sup>25)</sup>

このように汀線の場所的および経年的な変化を示してきたが、直江津港の西防波堤の延長は、汀線のみならず海底地形の変化に影響を与えているはずである。そこで、西防波堤の延長工事の初期である1961年と工事がほとんど完了した1968年の深浅測量図を重ね合わせ、海底土砂の侵食・堆積領域の



(a) 東海岸



(b) 西海岸

図-4.3.14 直江津港東西両海岸における汀線の経年変化

分布を示したものが図-4.3.15である。直江津港東海岸では、前述の汙線後退領域付近の前面海域で海底が侵食され、その侵食土砂が東・西両方向へ移動していることが明らかである。とくに、港の東防砂堤付近では3mにも及ぶ海底土砂の堆積が見られる。一方、西海岸では、延長された西防波堤に沿って顕著な侵食領域が見られ、2m以上の侵食となっている。この侵食土砂は、関川河口西側に見られる堆積領域へと移動しているものと思われるが、その堆積は1m以下であり、西防波堤に沿う侵食土砂量にくらべて堆積量が非常に少なくなっている。ただし、この領域の土砂堆積は1967年夏期に関川河道および直江津港航路の浚渫土砂を養浜している。また、西防波堤の延長に伴って防波堤前面の海底は、反射波の発生などによって洗掘されることが考えられる。図-4.3.16は西防波堤基部から先端までの防波堤に沿う沖合50mの水深を示したもので、防波堤が約1km延長された1969年以来現在までの結

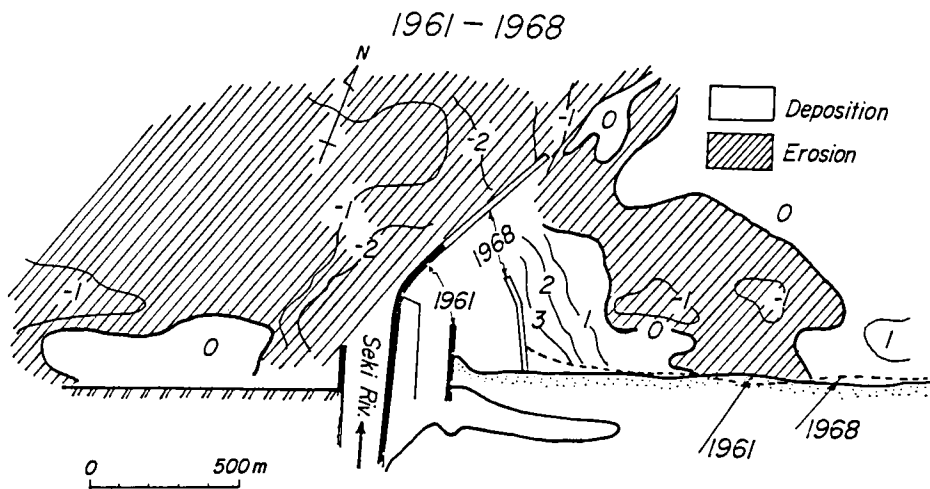


図-4.3.15 直江津港東・西海岸における侵食・堆積領域の分布

果を示している。これによると、防波堤先端付近の海底は延長されるごとに水深が大きくなる傾向を示し、防波堤による反射波の作用とともに、西向の沿岸流の発生による影響と考えられる。なお、図中の1984年の水深は防波堤基部付近を中心として、水深が小さくなっているが、これは港湾の浚渫土砂の投棄によるものである。また、図-4.3.17には防波堤基部から500m～700m防波堤に沿った範囲の平均的な水深変化の経年変化を示している。これによっても1969年以降しだいに防波堤前面の水深が大きくなる傾向である。ただし、1984年の結果は、前述の土砂の投棄によって水深が小さくなるが、このような土砂の投棄がなければ長期的に、防波堤前面の洗掘が進行し、西防波堤に沿う侵食土砂のほとん

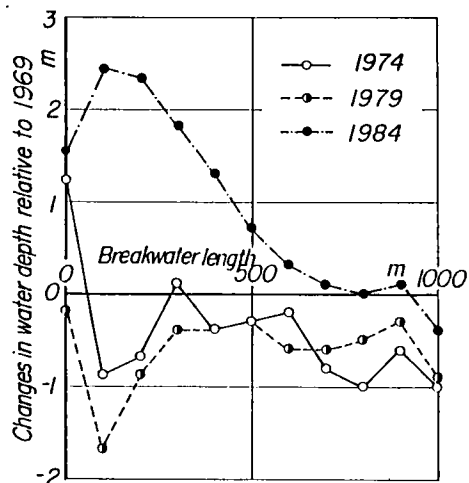


図-4.3.16 直江津港西防波堤に沿う水深分布

どは郷津方向へ沿岸漂砂として移動し、前出の図－4.3.10 および 11 の郷津付近の急激な汀線の前進、すなわち広大な砂浜を形成する原因となっているものであろう。<sup>25)</sup>

#### 4.3.4 底質特性の沿岸方向分布

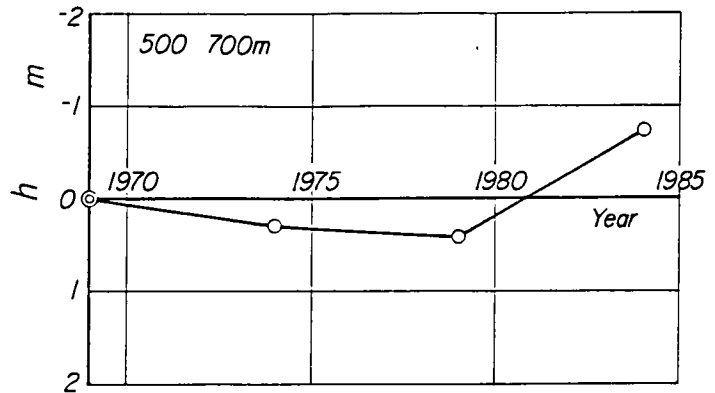
底質は、その移動によって場所的にもその特性が変化するものと考えられる。そのため、次に直江津・大潟海岸の全域ではないが、郷津から柿崎町に至る 18 km にわたって

約 500 m 間隔で汀線砂礫を採取した。その粒度特性については、すでに 3.5.2 において詳述したので、その概要を述べるが、底質の採取は、直江津港西防波堤延長以降であることから、直江津港以西では、前述のように西向きの沿岸流によって漂砂が運ばれ、砂礫の中央粒径  $d_{50}$  の値もしだいに減少している。一方、直江津港東側から大潟海岸に続く汀線砂礫は、汀線の場所的变化を示した図－4.3.10 および 12 においても明らかなように、港から約 2.5 km 東側の回折波と直接の入射波が重なり合う付近を中心として、粒径が大きく、直江津港と郷津から約 10 km の位置に向って粒径の値は減少している。しかし、郷津から約 15 km の大潟海岸では再び底質粒径が大きくなり、大潟海岸から東西方向へ、それが漸減する傾向を示している。直江津港東海岸では、約 2.5 km の位置を中心として、西向きおよび東向きの沿岸流が卓越し、ひいては沿岸漂砂もそれと同じ方向であるといえよう。また、砂礫の粒度組成のうち、粒径 2 mm を境として粗および細粒径部分が占める割合を表わす指標の否度  $\alpha_\phi$  についても、直江津港から約 2.5 km 東側の位置で粗粒径の占める割合が大きく、細粒径部分が東西両側へと沿岸流によって輸送されることを示しているといえよう。このことは、白井ら<sup>26)</sup>によっても直江津・大潟海岸の底質の鉱物組成の調査で確認されている。

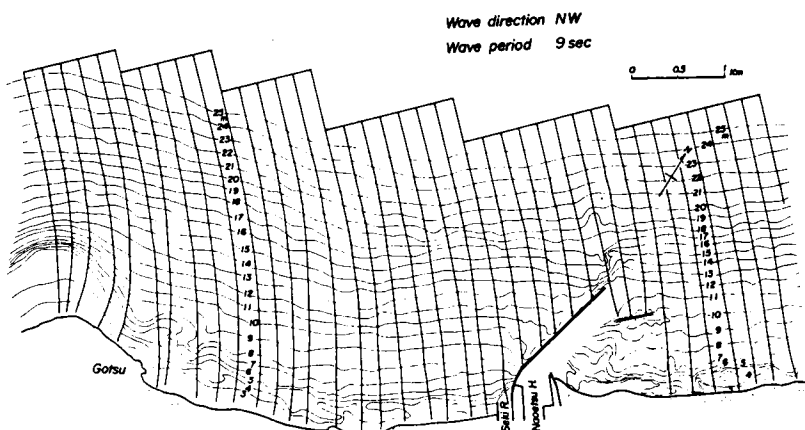
以上のように、これまで比較的安定であった砂浜海岸が、海岸・港湾構造物の築造などによって、海岸が分断され、擬閉漂砂海岸として汀線形状からも不安定で、不均衡な砂浜海岸と変化し、侵食および堆積領域が顕在化してきたことを示した。次いで、直江津西海岸において、来襲波浪の沿岸方向分布と海岸地形の変化を 4.3.5 で詳述する。

#### 4.3.5 波浪エネルギーフラックスと海岸変形

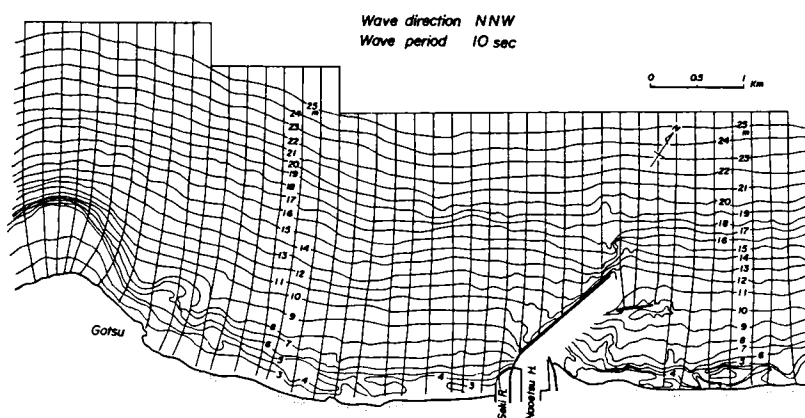
ここでは直江津・大潟海岸のうち、とくに漂砂の侵食・堆積領域が顕在化している直江津西海岸について、4.3.1 で述べた 1964 年から 1972 年に至る波浪資料に基づいて、来襲波浪の各波向および周期ごとに電子計算機を用いて屈折図を描き、砕波点における波の入射角および屈折係数など波浪特性を検討して、この海岸の波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布を求めた。



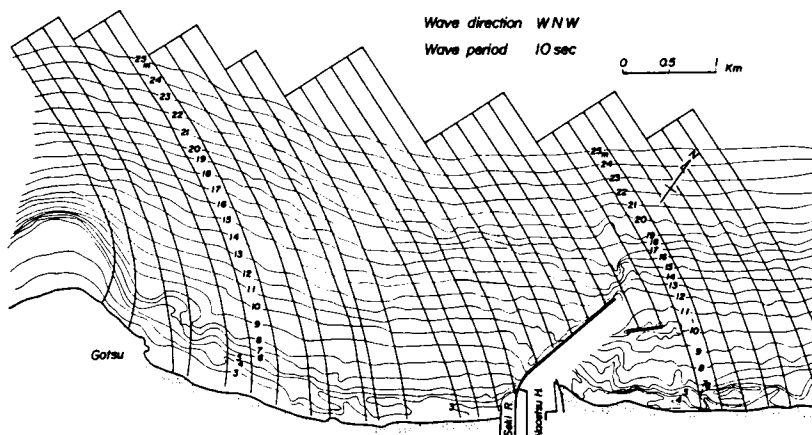
図－4.3.17 西防波堤前面における経年的水深変化



(a) 波向NW, 周期9 sec



(b) 波向NNW, 周期10 sec



(c) 波向WNW, 周期10 sec

図 - 4.3.18 来襲波浪の屈折図

図-4.3.18は主要な卓越波浪の屈折図の例であって、波向がNNWからNWの場合には、汀線にはほぼ直角に波浪が入射するが、WNWの場合は若干の傾きをもって入射してくる。しかし、いずれの場合も、直江津港西防波堤のところでは、西防波堤と波の入射角の関係から、西防波堤に沿って岸方向へ向う流れが発生することが明らかであるとともに、郷津付近では一部波浪の集中個所が見られる。

さらに、沿岸方向の波浪エネルギーフラックスについては、1969年および1970年の波浪観測結果を用いて算出したものを図-4.3.19に示している。ただし、波向の算定にあたっては4.3.1に述べたような仮定に基づいて、ここでは一応各年ともほとんど変化しないと考えた。なお、この場合波浪のエネルギーフラックスは西向きを正とし、沿岸方向の座標の原点は、関川河口左岸の導流堤基部にとっている。この図から、Komar<sup>27)</sup>のように沿岸漂砂量が波浪のエネルギーフラックスに比例するとすれば、西防波堤に沿ってかなり強い波浪エネルギーフラックスの西向き成分がみられ、それが増加の傾向にある範囲では、これと同じ方向の

沿岸流の発達によって海底が侵食されることが考えられる。しかし、同様な考えからすると、西防波堤基部から約0.5kmの範囲では、波浪のエネルギーフラックスが減少する傾向にあるので、西防波堤に沿って移動してきた漂砂が堆積する傾向にあるものと推定される。さらに、約0.5kmから2kmの範囲では、一定の傾向は見られないが、約2.5

kmから4kmまででは西向きから

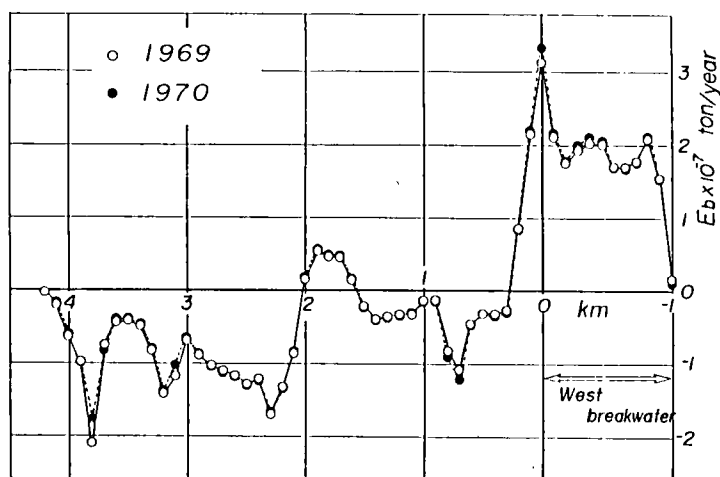


図-4.3.19 波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布

東向き成分へと変化するところが見られると同時に、波浪のエネルギーフラックスの値もあまり大きくないが、全般的な傾向としては、波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布が場所的に変化している。すなわち、約2kmから2.5km付近ではその値が減少しているので、これらの領域では東向きの漂砂が堆積する傾向にあるものと考えられる。また、約4km付近では、西防波堤付近と逆に波浪のエネルギーフラックスは東向きで、その値も大きくなる傾向を示すことから、東向きの沿岸流が発達し、沿岸漂砂も同じ方向に移動するものと考えられる。ただし、4km以遠は郷津の岩礁地帯となっており、この岩礁地帯を越えて西側からの沿岸漂砂は皆無と考えられる。

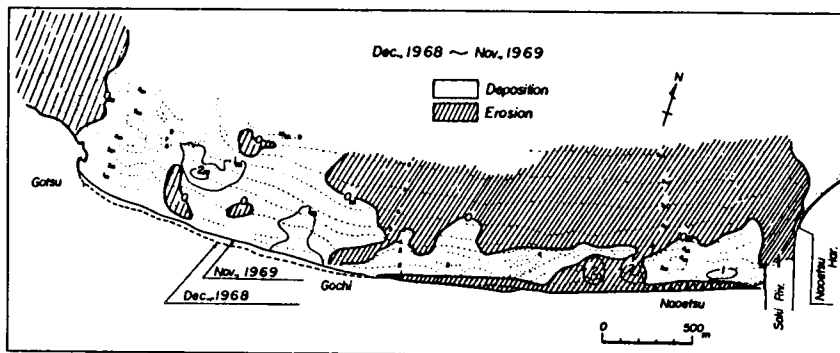
以上のことから、約2kmから4kmの範囲では、主として東方向から移動する沿岸漂砂が堆積し、西防波堤基部付近は局所的な条件を除いて、一般に侵食される傾向にあり、それは西防波堤の延長によって助長されてきたと推定される。

このような波浪のエネルギーフラックスの沿岸方向分布から考えられる一般的な侵食・堆積の傾向を実際と比較するために、測量年度の相違する深浅測量図を重ね合わせて、侵食および堆積領域の分布を

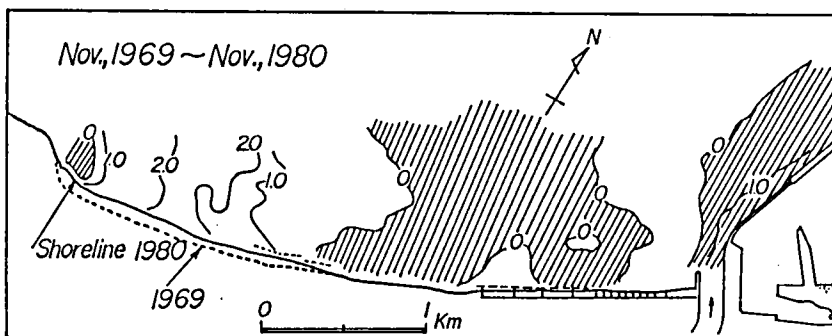
示したものが図 - 4.3.20 であり、西防波堤の影響によって西向き沿岸流が発生し、その基部付近の侵食土砂は郷津付近に堆積して、汀線の前進をもたらしてきた。また、最近約 10 年間の結果を示す (b) では、西防波堤がさらに延長され、それに伴う反射波の増大が防波堤前面 および関川河口左岸の侵食を助長し、郷津付近の汀線の前進とともに、土砂の堆積は 2 m 以上にも及んでいる。このように西防波堤前面からその基部付近の海岸の侵食は、進行するが、郷津付近では土砂の堆積に伴って海浜勾配も緩く、消波機能が増大して、今後とも土砂が堆積する領域となり、侵食および堆積領域が顕在化するものと考えられる。

以上のように、来襲波浪の資料と深浅測量結果に基づいて、波浪のエネルギーフラックスの沿岸方向分布を算定すれば、定性的ではあるが一般的な海岸の侵食・堆積領域が予測できるものと思われる。さらに、港湾施設や海岸構造物の築造に伴って、その海岸の環境が変化し、とくに西防波堤の築造によって漂砂の移動方向が変わったために、直江津西海岸の関川河口左岸が恒常的に海岸侵食の危機に瀕しているといえよう。また、この付近の侵食によって生産された土砂は、漂砂として郷津と直江津港の中間付近に堆積するという、侵食および堆積領域が固定化してきている。

直江津・大潟海岸はかつて 1 つの漂砂系海岸として維持されていたが、直江津港の修築によって 2 つ



(a) 1968 年 12 月から 1969 年 11 月



(b) 1969 年 11 月から 1980 年 11 月

図 - 4.3.20 直江津西海岸における侵食・堆積領域の分布



の漂砂系海岸に分断され、現在ではそれぞれ独立した漂砂海岸として、海岸土砂収支が行われていると  
いってよいであろう。この2つの漂砂系海岸のうち、直江津西海岸は直江津港西防波堤と郷津の岩礁地  
帯が、あたかもポケットビーチの両端に見られるヘッドランドのような役割をはたしており、漂砂に伴  
う海岸土砂収支は局所的に変化はあるものの、海岸全域としてほぼ均衡がとれているものと考えられる。  
一方、直江津港から聖ヶ鼻までの海岸は、その両者をヘッドランドとした漂砂系海岸を形成しているが、  
直江津港付近では港の拡張に伴って海岸・港湾構造物がしだいに東へと築造されてきているために、こ  
れらの影響によって海岸侵食の領域もしだいに東へと移ってきている。さらに聖ヶ鼻付近は砂浜の背後  
が山地であって、この狭い領域に鉄道および道路が走っているため、海岸堤防が築造され、その影響に  
よって砂浜もしだいにその幅が狭く侵食されてきている。このように、両ヘッドランド付近の侵食土砂  
が海岸の中央部付近に移動する傾向が見られ、3.3.2において例示した、鹿児島県志布志海岸とは逆の  
沿岸漂砂の移動方向をもつ海岸へと、変化してきたといえよう。

#### 4.4 開漂砂海岸の変遷と変動

開漂砂海岸は、漂砂に伴う海岸土砂収支の均衡がくずれ、その漂砂系の漂砂が一方的に流失または  
堆積する海岸である。このうち、侵食型開漂砂海岸では、沿岸漂砂として輸送された土砂が沿岸域に堆  
積せず、水深の大きな沖方向へと移動するか、あるいは対象とする漂砂系から沿岸漂砂として流失する  
場合であり、たとえば再び海浜の涵養に寄与することのない恒常的に海岸侵食の進行する海岸となる。  
このような海岸では、来襲する波浪の影響のみならず、主要な漂砂源である河川流域の開発や海岸・港  
湾構造物の築造に伴う自然環境の変化が、海岸侵食の原因となり、またそれを助長することになる。

ここでは、主として漂砂が一方的に流失する侵食海岸について考察する。この侵食海岸の上手側に港  
湾構造物などが築造されると、沿岸漂砂が堆積して堆積型の開漂砂海岸となるので、一般に両者は共存  
するものと考えられる。その実例として、富山県下新川海岸および宮崎海岸をとりあげ、このような開  
漂砂海岸の変遷とともにその変動特性について、自然環境の変化をも含めて実証的に考察する。

この海岸の侵食調査は1952年富山県<sup>28)</sup>による3カ年にわたる調査以来、1957年から建設省<sup>29)</sup>によ  
ってきわめて詳細な調査が開始され、1960年以降は国による直轄海岸として調査並びに海岸保全対策  
が講ぜられてきた。さらに、1968年には、科学技術庁<sup>30)</sup>がその特別研究として大規模な調査を実施し、  
海岸侵食の実態を詳細に報告している。

この海岸は図-4.4.1に示すように、その西側に片貝川が流入し、東側は新潟県の西端に近い青海町  
市振までの約30kmの海岸であって、漂砂系として大きく2つに分けることができる。すなわち、黒部  
川以東と以西の海岸に大別され、前者は東から西へと向う漂砂が黒部川河口付近にある洋谷へと流失し、  
後者は黒部川からの流送土砂が漂砂として西方へ移動して、黒部漁港付近と片貝川河口付近の洋谷へ流  
失する2つの漂砂系を形づくっている。とくに、黒部川以東海岸のうち宮崎漁港以西の沿岸では、古来  
より海岸侵食が激しく、日本でも有数の海岸侵食の地として知られている。この海岸線の方角はNから  
SW方向へと延びており、また、来襲波浪はWからNWの波向の場合、能登半島によって遮閉され、  
富山湾内で発生、発達した吹送距離の短いものとなっている。しかし、NからNE方向では、直接日

本海からの吹送距離の長い大きな波浪が来襲する。一方、黒部川以西の生地鼻から片貝川河口までの海岸は、海岸線の方向がほぼ南北に近く、NからNE方向からの来襲波浪は生地鼻によって遮閉され、生地鼻以東の海岸に比べて来襲波浪の波高も小さいことになる。ま

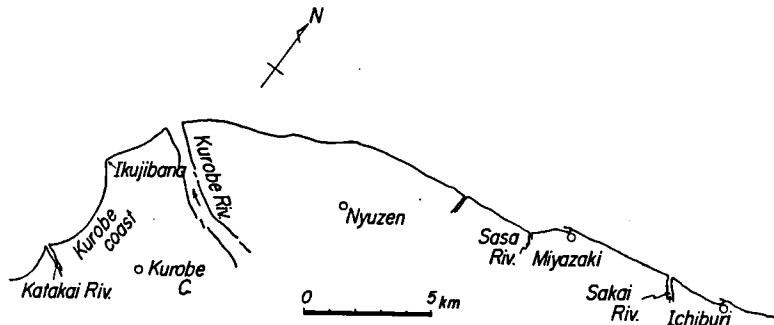


図 - 4.4.1 下新川海岸位置図

た、海岸地形について見ると、宮崎漁港以西の下新川海岸は沖積世に形成された黒部川扇状地の一部であり、その末端が現在の海岸線となっている。しかし、この扇状地は対称的な扇型ではなく、現在の黒部川河口付近が突出した片寄った形状を示している。吉川<sup>31)</sup>は扇状地がほぼ扇型に形成されたものとして、等高線および等深線からこの海岸では、扇状地の形成以後、扇状地東端の泊付近で1,200 m～1,400 m程度、吉原地区ではほぼ1,000 mおよび生地地区では約250 mも海岸線が後退したと推定している。

また、沿岸部の海底地形は、その位置によって大きく変化しており、とくに黒部川河口付近、黒部漁港および片貝川河口付近には「洋谷」<sup>32)</sup>と呼ばれている海底谷の谷頭が汀線付近まで迫っており、黒部川からの流送土砂や沿岸漂砂がその洋谷に落込み、再び汀線付近の海浜の回復をもたらさない一要因となっている。

このような地形上の要因のみならず、流入河川からの流送土砂の変化や、とくにこの海岸では沿岸漂砂の上手側の宮崎地区に1951年より漁港の築造が開始されて以来、1966年まで漁港の東防波堤が約300 m沖方向に延長されてきた。後述するように、東防波堤の延長に伴って沿岸漂砂が阻止され、その東海岸に多量の漂砂が堆積して、顕著な汀線の前進をもたらしてきたが、一方、漁港西海岸では、沿岸漂砂の供給が絶たれたために、それまで存在していた砂浜は、より下手側海岸への沿岸漂砂の供給源として侵食され、消失して波浪が直接護岸に打寄せているのが現状である。

さらに、最近では、宮崎漁港から約7 km東側の新潟県青海町市振地区に、宮崎漁港の東防波堤延長の完成とほぼ同じ、1967年から市振漁港の築造が開始され、宮崎漁港周辺で見られるのと同じパターンで汀線の前進および後退が発生している。この汀線の前進・後退は、これまで堆積性海岸であった宮崎漁港の東海岸の様相を侵食性海岸へと変化させてきている。

このように、下新川海岸は侵食の激しい海岸であり、海岸堤防の前面には各種の消波ブロックが投入され、さらに、最近では離岸堤を随所に設置して、かろうじて海岸侵食の防止が講ぜられてきている。また、前述したように海岸線付近まで洋谷が迫っているために、一般に海底勾配は非常に急で、後述する来襲波浪の変形や地形上の侵食要因とともに、宮崎漁港や市振漁港の築造に見られる海岸・港湾構造物による海岸侵食の助長も大きな侵食要因の1つといえよう。

#### 4.4.1 来襲波浪の特性

この海岸では、建設省により測点No.100付近の田中波浪観測所で1958年より波浪観測が行われ、汀線近くで波向をも観測している。ここでは、1964年より1968年の5年間、1日2回の観測によって得られた波向別の波高の観測結果をもとにして、図-4.4.2に示すごとく、波浪のエネルギー分布を求めた。それによると、この海岸における波の主方向はNW～NNWおよびNNE～NEであることが明らかとなった。ただし、田中波浪観測所における波向の観測は1日1回、しかも水深4mの位置における目視観測であり、観測波向は水深変化などによる屈折作用によって沖波の波向と相違しているはずであるので、各周期ごとに屈折図を描いて、観測された波向を補正し、エネルギーフラックスの方向分布として、各周期ごとに示したものが図-4.4.3である。ここに $\theta$ はN方向より反時計まわりに測った角度を表わし、また、 $E_0 C_G$ は沖波のエネルギーフラックスである。

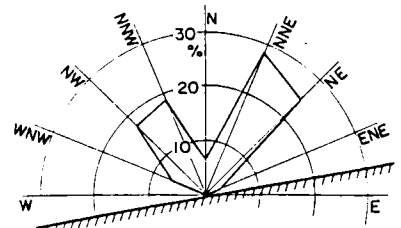


図-4.4.2 下新川海岸における波浪エネルギーの方向分布

この図から、各周期ごとにエネルギーフラックスの集中状況が若干相違するが、NからW方向ではN 30°- 40° W付近、さらにNからE方向では前述のNNE～NE方向で示される主方向は、さらにE方向に片寄り、N 60°- 80° Eに集中することがわかる。そして、それは比較的長周期の波浪がこの方向に集中することが見出されるが、このことは「寄廻り波」として知られている富山湾沿岸の海岸侵食に大きく影響をおよぼす波浪と対応するものと考えられる。

この海岸に来襲する波浪の経年変化を示したものが、図-4.4.4である。ただし、図中の○印は田中波浪観測所での記録が欠測のために、下新川海岸から約100kmはなれた直江津港における観測結果から推定したものである。なお、下新川海岸と直江津港の観測波浪を比較すると、季節によって若干差異があるものの波高、周期ともにより相関があることから、欠測の場合は直江津港の波浪資料から推定した。図-4.4.4では観測期間が比較的短い

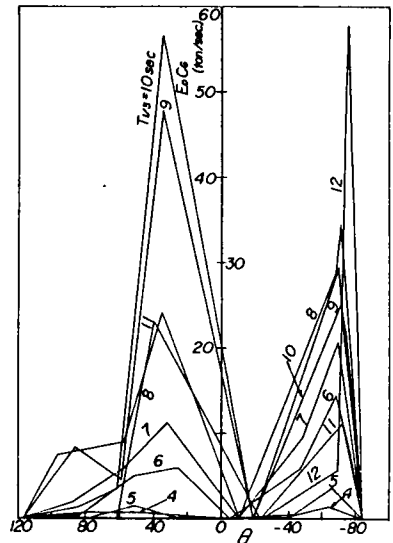


図-4.4.3 周期別波浪エネルギーフラックスの方向分布

ために十分ではないが、1965年から1966年および1970年の冬期季節風時に大きな波浪が来襲したことを示している。

さらに、この下新川海岸のうち従来より海岸侵食の激しい宮崎漁港から黒部川河口までの範囲は、その汀線の方向がほぼ東西方向に延び、前出の図-4.4.3からもN方向からWよりの主方向をもつ来襲波浪の汀線付近における入射角は約30°となるが、もう1つの主方向であるN方向からEよりの来襲波浪の場合、その入射角は45°以上になる。このように、後者の波浪の沿岸方向エネルギーフラックスは、前者に比べて大きいので、海岸侵食におよぼす影響も著しいといえる。一方、黒部海岸では、生地鼻によって、

NからNE方向の海岸侵食に大きく影響する波浪が遮閉され、富山湾内で発生・発達するWからNW方向の比較的波高および周期の小さな波浪が卓越する。

#### 4.4.2 海岸地形の変遷

下新川海岸における波浪災害については、2.4.1において口碑伝説および吉原地区における海岸侵食に伴う家屋移動について詳述した。ここでは、海岸侵食に伴って田畑などの耕地が失われてきた過程について、宮崎漁港以西黒部川に至る各地の地籍図に基づいた長期的な変化と最近の実測資料に基づいた変化を明らかにする。

##### (1) 海岸地形の長期変化

海岸侵食によって失われた土地は「海成り」と呼ばれ、土地台帖から滅失の手続がとられるが、地籍図には現在「海成り」となっている土地も、当時の耕地割を残して保存されている。

図-4.4.5は笹川河口左岸の侵食状況を示すものである。図中の実線や破線などは、各年代における海岸堤防など護岸工の位置を示している。1912年と1926年当時の護岸工は、現在のような強固な海岸堤防ではなく、「蛇籠」などを海浜に設置したものであって、毎冬のように来襲する高波浪に対して、その効果はほとんど皆無であったものといえよう。その後、1952年にコンクリ

ート造の海岸堤防が築造されたが、度重なる高波浪の来襲によって、現在では1974年にさらに強固な海岸堤防とその前面には、一大消波ブロックの積層によって海岸の維持をはかっている。さらに、現在堤防前面にはほとんど砂浜は見られず、1912年当時に比べて1974年の汀線は約60年間で約150mも後退している。また、1974年の汀線より海側に往時の耕地の地割が見られるが、現在ではすべて「海成り」となって土地台帖から滅失されている。

さらに、海岸侵食に伴う家屋移動を明らかにした吉原地区における侵食状況<sup>33)</sup>を示したものが図-4.4.6である。1974年の実線は、現在の海岸堤防の位置を現わしているが、その前面にはほとんど海浜が見られず、實際上この位置を汀線と考えてよいであろう。このように、1883年当時に比べて1974年には約70m～100m汀線が後退するとともに、図-4.4.5と同様に「海成り」となった耕地割が見

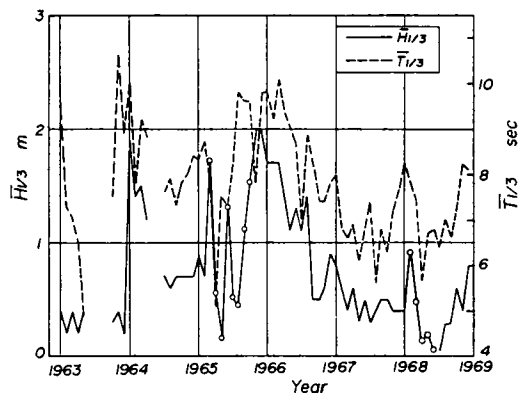


図-4.4.4 来襲波浪の経年変化

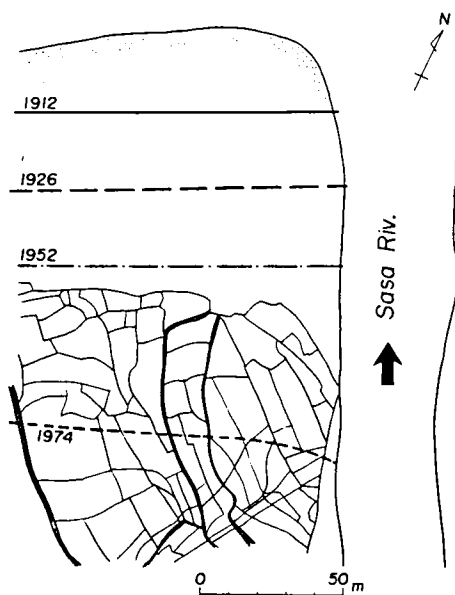


図-4.4.5 笹川河口左岸の侵食状況

出される。

このような「海成り」となった土地は地租が免ぜられてきたが、吉原地区を含む入善町における免租地面積の経年変化は、図-4.4.7に示すようである。その免租地面積は1930年代には約 $9 \times 10^4 \text{ m}^2$ となっており、1945年までに合計約 $5 \times 10^5 \text{ m}^2$ の土地が失われたことを示し

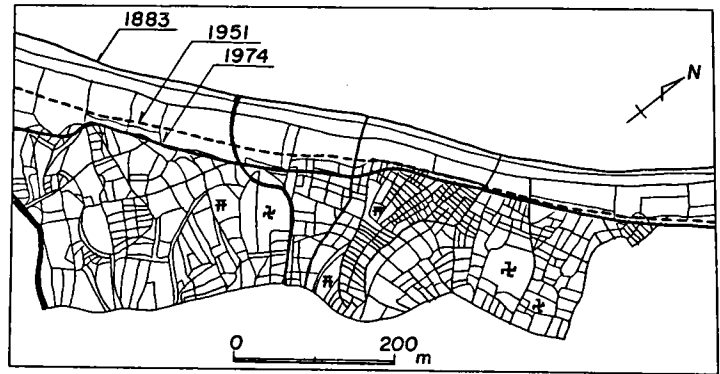


図-4.4.6 吉原地区における侵食状況

ている。この「海成り」となった土地の面積を入善町の海岸線の延長距離約1kmで割れば、それまでの平均的な汀線後退量を算出することが可能であり、その結果は約50mの汀線後退量となる。ただし、「海成り」となった土地はすべて海中に没してしまうものでなく、田畑や宅地として利用できなくなることを表わしているとともに、土地が利用できなくなった年と免租になった年とは相違があるものと考えられることから、ほぼ妥当な汀線後退量の推定値といえよう。

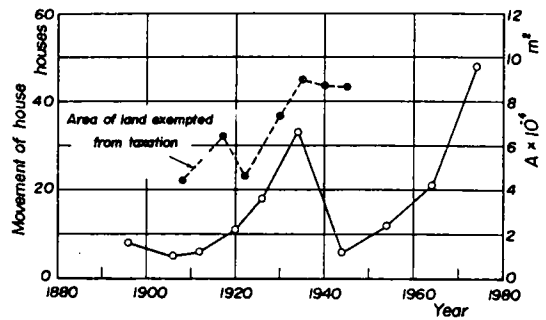


図-4.4.7 入善町における免租地面積の経年変化

## (2) 最近における海岸地形の変化

下新川海岸における詳細な調査は、第2次大戦後に始められ、とくに1958年以降は建設省によって深淺測量および汀線測量が毎年実施されてきている。ここでは、主としてその調査資料に基づいて検討する。

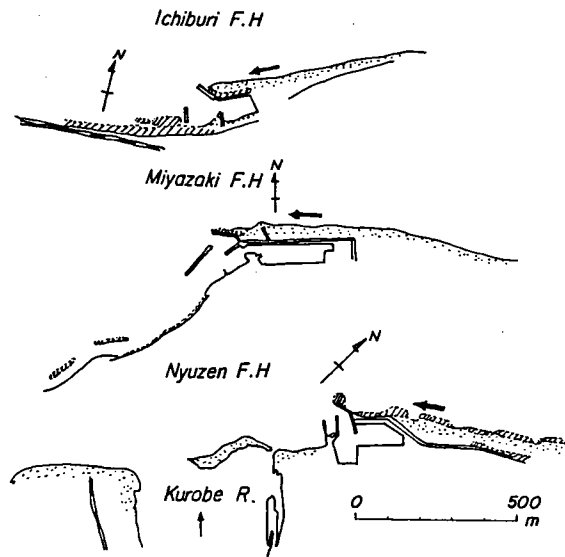
まず、汀線の変化について検討するが、ここでは下新川海岸のうち市振から宮崎に至る範囲を、一応宮崎海岸と呼称し、宮崎漁港以西黒部川河口までを下新川海岸、さらに黒部川河口から片貝川河口までを黒部海岸と便宜上呼び、それぞれについて考察する。

この下新川海岸の侵食には、前述のように宮崎漁港の東防波堤の延長が多かれ少なかれ影響していることが考えられるが、このことは豊島<sup>34)</sup>によってもすでに紹介され、海岸構造物の築造による海岸侵食の助長が指摘されている。

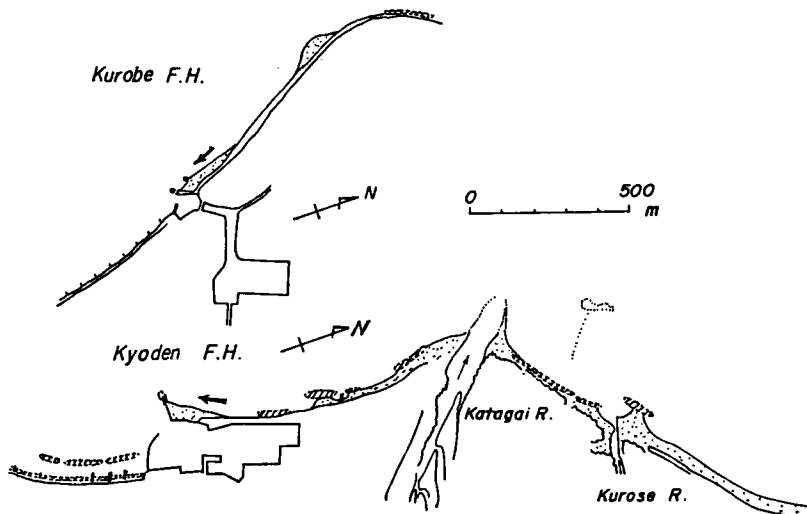
(a) 構造物周辺における汀線の変化 富山湾東部には数多くの港湾および漁港があるが、ここではその最東端に位置する新潟県市振漁港から水橋漁港まで8個所の港周辺の地形から、その一般的な特性を考察すると次のようである。図-4.4.8は最近の各漁港周辺の地形を示したもので、図中には防波堤などによって阻止された沿岸漂砂の堆積地形から考えられる沿岸漂砂の卓越移動方向を矢印で示している。市振漁港から水橋漁港まで沿岸漂砂の堆積はいずれも防波堤東側のところであって、漁港の西側にはほとんど砂浜が見られず、漁港東側では堆積、西側では侵食といった同じ傾向を示している。また、

この漁港東側からの沿岸漂砂によって、防波堤先端部まで堆積が進むとさらに防波堤が延長されるとともに、漁港から少し東側の海浜に突堤を築造するといった方法で、沿岸漂砂の阻止対策をとってきたものと考えられる。一方、この沿岸漂砂の堆積は漁港の拡張計画に取り入れられ、いずれの漁港とも泊地の拡張は東側の漂砂堆積領域を掘込む形で実施されているのが現状である。

図-4.4.9は入善漁港東防波堤の延長に伴う漁港東西両海岸の汀線の経年変化を示したものである。入善漁港は下新川海岸西端の黒部川河口右岸にあって、黒部川の洪水時の流送土砂および東防波堤先端を越えて移動した漂砂が、冬春季節風時のNからNW方向の波向をもつ高波浪の来襲によって港内に侵入し、しばしば港湾埋没が発生している。このように東から西に向う沿岸漂砂が東防波堤の延長に伴って阻止されると同時に堆積して汀線の前進をもたらすが、漁港西海岸では、漂砂の供給がほとんど絶たれるために、しだいに汀線が後退する傾向にある。しかし、1976年には入善漁港から約200m東側に離岸堤が築造され、それによる漂砂の堆積によって漁港東海岸の汀線の前進量は小さくなってきている。現在では、漁港東側の沿岸漂砂の堆積によって形成された海浜地を掘込んで漁港の拡張が行われたが、下新川海岸に築造された漁港の拡張は、いずれもこのような方法をとっており、漁港周辺の地形を見ることによっても、沿岸漂砂の移動方向が判断できるであろう。



(a) 市振、宮崎および入善漁港



(b) 黒部、経田漁港

図-4.4.8 富山湾東部沿岸における漁港周辺の海岸地形 (1)

図-4.4.10は宮崎漁港東防波堤

堤の延長に伴う汀線の経年変化で

あり、また、図-4.4.11は宮崎

漁港および市振漁港修築の変遷を

示している。この東防波堤の延長

とその東海岸における汀線の前進

は密接に関係し、また、笹川河口

の東西両海岸の汀線の後退ともよく

対応している。そして、河口東

海岸の方が西海岸より汀線の後退

が著しいが、これは漂砂の移動方向

が全般的に東から西に向かっ

ていることと、笹川からの若干の流

送土砂の効果によるものであろう。

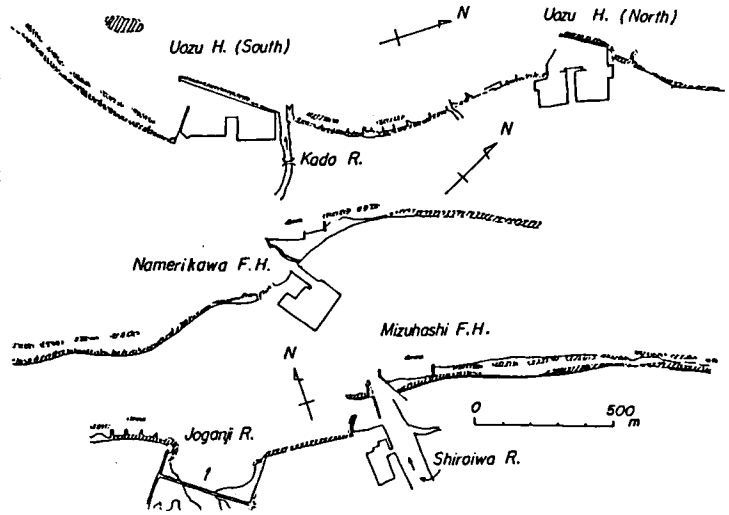
いま笹川からの流送土砂がほとん

どないと考えるならば、河口東海

岸の汀線後退量から河口西海岸のそれを差引いたものは、近似的に漂砂源の変化に伴う汀線後退量

をあらわすものと考えられる。図-4.4.12は宮崎漁港より約8km東の新潟県青海町市振に最近築造

された市振漁港<sup>35)</sup>周辺の汀線変化であって、市振漁港は宮崎漁港東防波堤延長の完成とほぼ同時期から



(c) 魚津、滑川および水橋漁港

図-4.4.8 富山湾東部沿岸における漁港周辺の海岸地形 (2)

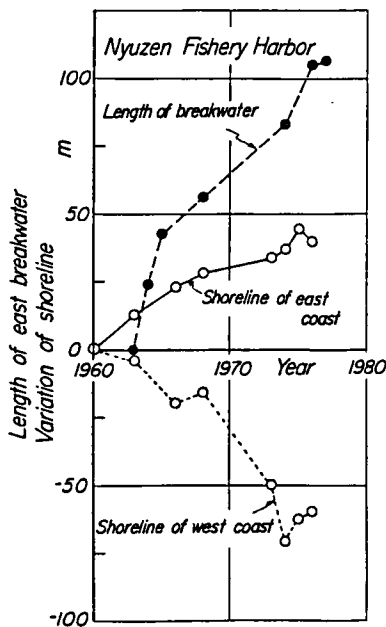


図-4.4.9 入善漁港の東防波堤の延長に伴う汀線の変化

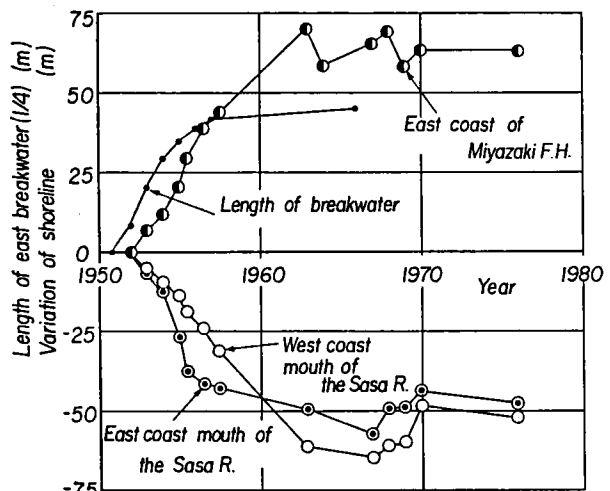


図-4.4.10 宮崎漁港の東防波堤の延長に伴う汀線の変化

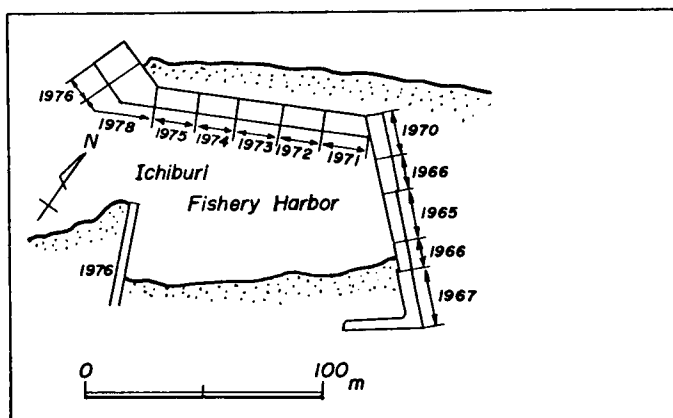
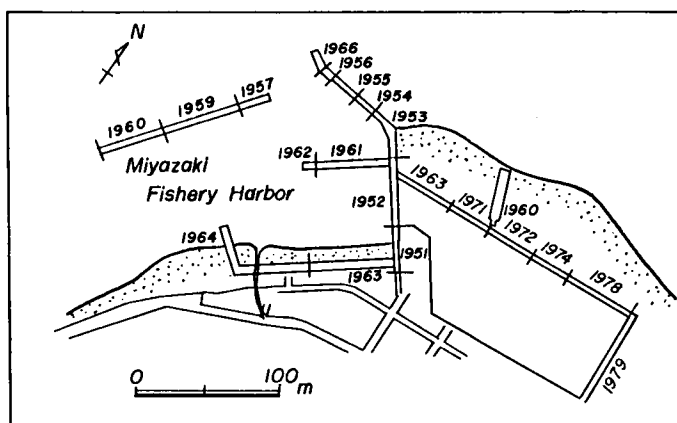
築造に着手し、現在では図-4.4.11(a)に示すように、東防波堤が延長されてきている。

市振漁港付近の汀線の経年変化は、宮崎漁港の東防波堤の延長による結果と同様に、東防波堤の延長によってその東側汀線は前進するが、西側では急激な汀線の後退が生じている。しかも、汀線の後退領域がしだいに西側へと移動してきている。

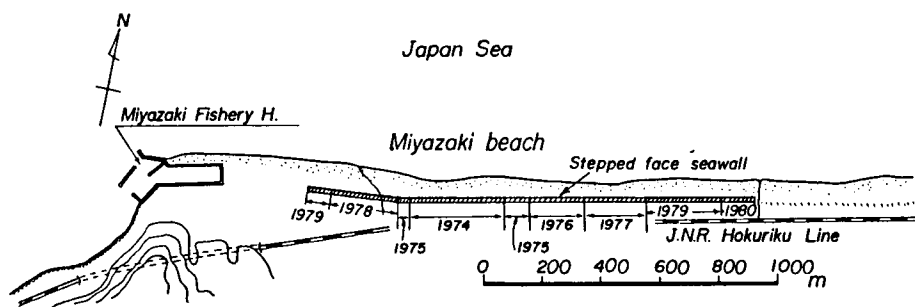
以上のように、下新川海岸、ここでは沿岸漂砂の動態から、その上流端を新潟県青海町市振漁港付近および下流端を黒部川河口右岸までの約25kmの範囲として、この範囲に築造された3ヶ所の漁港の修築経過とその付近の汀線変化の関係を明らかにしたが、この海岸では沿岸漂砂が東から西へと移動していることから、いずれも漁港の東側には漂砂が堆積し、汀線の前進が見出せる。一方、漁港の西側では急激な汀線の後退が生じている。

#### (b) 汀線変化の沿岸方向分布

汀線変化の沿岸方向分布については、漂砂移動の上手側にあたる市振漁港付近から宮崎漁港まで、および宮崎漁港付近から黒部川河口右岸および生地鼻から片貝川河口までの黒部海岸の3つの範囲について、それぞれ図-4.4.13、



(a) 宮崎漁港および市振漁港の変遷



(b) 宮崎海岸における海岸構造物の築造

図-4.4.11 宮崎漁港および市振漁港修築の変遷



4.4.14 および 4.4.18 に示してある。ただし、前者は 1947 年に米軍によって撮影された空中写真を基準として、表 - 4.4.1 に示す各年月日に撮影された空中写真から、それぞれの汀線位置を讀取ったものである。また、後者は建設省による 1958 年以降現在まで続けられている汀線測量の結果に基づいている。

まず、図 - 4.4.13 によれば、宮崎漁港から東側約 1 km の範囲で汀線の前進が顕著であり、とくに宮崎漁港東防波堤基部付近では 1947 年当時と比べて、現在約 150 m も汀線の前進が見られる。しかし、それより約 4 km の境川河口付近までの範囲では、1947 年から 1970 年の約 20 年間で顕

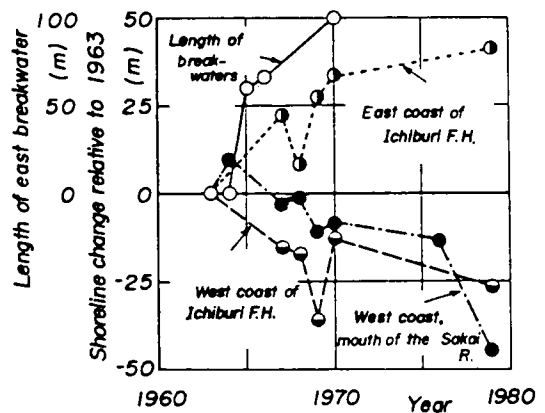


図 - 4.4.12 市振漁港周辺の汀線変化

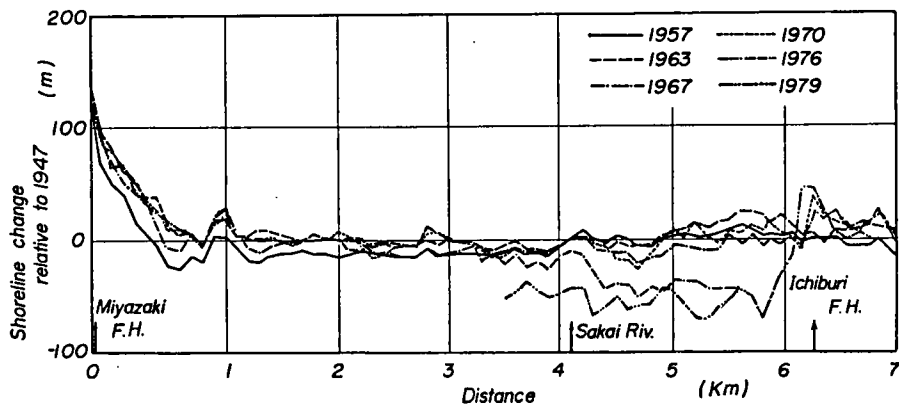


図 - 4.4.13 市振漁港から宮崎漁港に至る汀線変化の沿岸方向分布

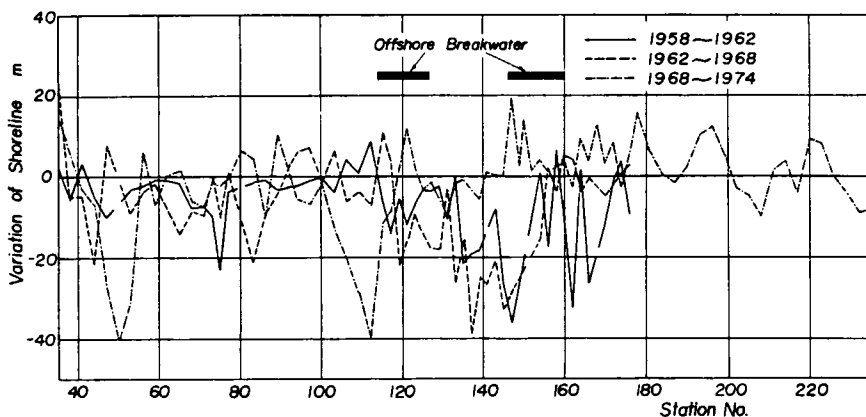


図 - 4.4.14 宮崎漁港から黒部川河口右岸に至る汀線変化の沿岸分布

著な変化は見られない。一方、1976年には境川河口の西側約1kmから市振漁港までの範囲における汀線の後退が顕著になるとともに、それは市振漁港に近づくほど大きくなっている。さらに、1979年には汀線の後退が著しく、市振漁港と境川河口までの範囲では、漁港の築造開始以降、1979年までの約15年間で汀線の後退は最大70mにも及んでいる。しかし、市振漁港東側では逆に汀線の前進が約45mにも達しており、宮崎漁港東防波堤東側と同様の経過

をたどっているものといえる。また、宮崎海岸のうち、とくに市振漁港東側から境川河口の約3kmにわたる汀線の変化を示したものが図-4.4.15であって、市振漁港東側の汀線は、前述のように漁港の築造が開始された1965年以降急激に前進するとともに、漁港西側海岸では逆に1969年以降急激に汀線が後退し、約3年～4年間の時間遅れによって、漁港による沿岸漂砂阻止の影響が現われると同時に、その汀線後退領域がしだいに漂砂の下手側である宮崎漁港の方向へ移動してきている。

さらに、宮崎漁港から黒部川河口までの約20kmに至る汀線の変化については、市振漁港の築造による沿岸漂砂の阻止と同様に宮崎漁港の修築が大きく影響していると考えられるが、汀線の方角や海岸線の近傍の洋谷の存在にも影響されているものと考えられる。

図-4.4.14は建設省によって1958年以降実施されている汀線測量結果に基づいて、汀線変化の沿岸方向分布を示したものである。汀線の後退は1958年より1962年までの期間で測点No.115からNo.160付近で激しく、それに対して汀線が前進しているのはNo.105からNo.115の範囲のみである。また、1962年と1968年の期間では、その汀線後退の範囲は前者と同様であるが、No.115以西で後退量が大きくなっている。しかし、1968年から1974年の6年間では前2者に比べて汀線後退は顕著でなく、前2者で汀線後退が最も激しかったNo.115からNo.160付近の範囲でも汀線は前進ないし、若干の後退を示すだけである。これは1963年および1964年の波浪災害時に被災した海岸堤防が法線の後退して

表-4.4.1 空中写真の撮影年と縮尺

No.	撮影年月日	撮影縮尺	読取縮尺
1	1947年8月	1 : 40,000	1 : 20,000
2	1957年	1 : 10,000	1 : 2,500
3	1963年2月	1 : 20,000	1 : 10,000
4	1967年	1 : 20,000	1 : 10,000
5	1968年9月	1 : 25,000	1 : 12,500
6	1969年	1 : 20,000	1 : 10,000
7	1970年3月	1 : 10,000	1 : 5,000
8	1976年	1 : 10,000	1 : 2,500
9	1979年	1 : 10,000	1 : 2,500

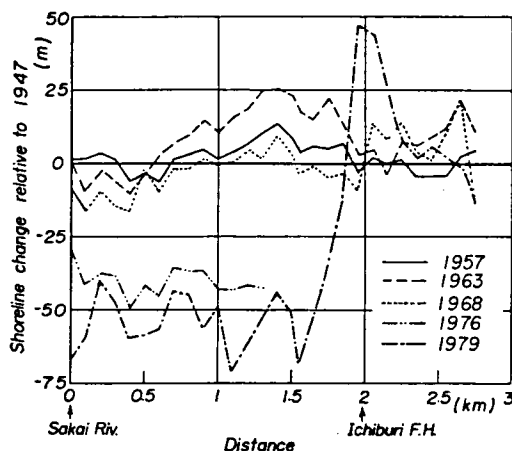


図-4.4.15 市振漁港から境川河口に至る汀線の変化

復旧され、それ以後海岸侵食をもたらすような高波浪の来襲がなかったことによるものである。また、図中には1971年以降に築造された離岸堤群の位置を示しているが、現在その場所では、若干砂礫が堆積し、汀線が前進ないし安定する傾向がみられる。しかし、それぞれの離岸堤群の西側、すなわち沿岸漂砂の下手側海岸の汀線は若干後退する傾向が見られる。これは離岸堤によって沿岸漂砂が阻止されていることに原因するものである。さらに、汀線変化を区間別に平均し、その経年変化を示すと図-4.4.16のようである。この図は1958年の汀線を基準としたもので、汀線は各年の後退量に変動があるもの、年々後退していることが明らかである。とくに、測点No.112~No.147の範囲で汀線の後退は顕著である。しかし、測点No.112~No.147と測点No.149~No.176の範囲では汀線の後退が著しいにもかかわらず、1971年頃から次第に汀線の回復する傾向が見られる。これは前述の離岸堤群の築造と関係するものであって、その効果の現われであろう。

一方、黒部川以西の生地鼻から片貝川河口に至る黒部海岸は、前述したように、海岸線の方向がほぼN-S方向であって、海岸侵食が大きな問題となっている生地鼻以東の海岸に比べて、海岸侵食すなわち海浜の変形をもたらすような寄り廻波の来襲時に、生地鼻が一種の岬の役割をはたすために、波の遮閉領域となっている。

このように来襲波浪に対して特徴をもった黒部海岸の汀線について、地図および空中写真によって求められた長期間にわたる変化量として示したものが図

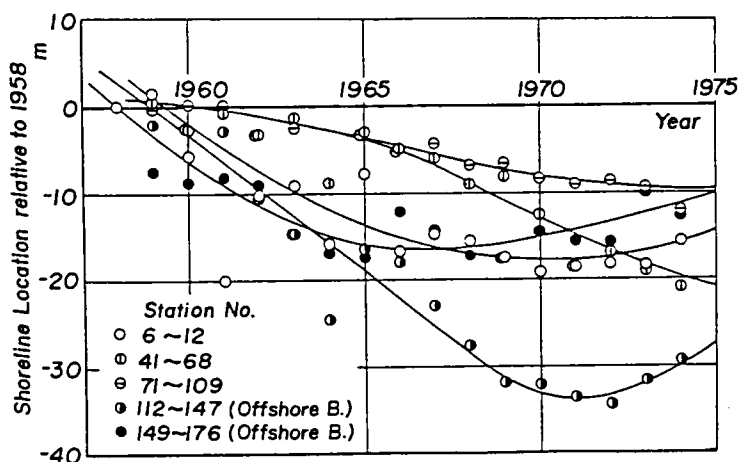


図-4.4.16 区間別に平均した汀線の経年変化

-4.4.17である。1850年(嘉永3年)当時に比べて一般に汀線後退が見られるものの、測点No.0(片貝川河口右岸)の汀線は、前進または後退と大きく変化している。これは片貝川河口砂州の消長に大きく影響されているものと考えられ、片貝川の出水と大きく関係しているものといえよう。他の測点では、1950年以降の汀線後退が顕著であるが、これは流入河川、とくに黒部川からの流送土砂の変化および海岸構造物の築造と関係するものと考えられる。しかし、最近では若干回復の

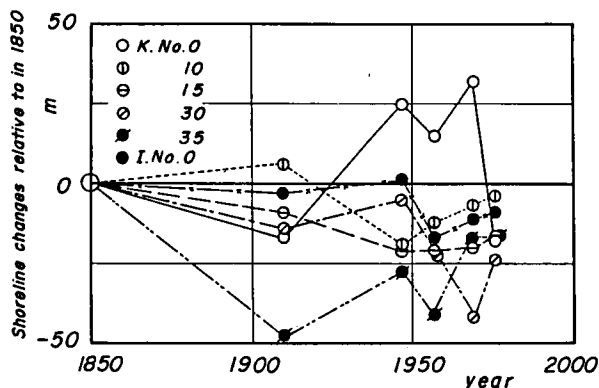


図-4.4.17 黒部海岸における汀線の経年変化

傾向が見られるものの、測点No. 30 付近から生地鼻までは海岸堤防が築造されており、現状から考えると汀線の位置はその海岸堤防前面にあるといえよう。

一方、建設省によって、1966 年 9 月以降現在まで片貝川以東の深淺測量が実施されており、この結果から汀線変化の沿岸方向分布について 1966 年から 1972 年の 6 年間と 1982 年までの 12 年間の汀線変化を示したものが図-4.4.18 である。前出の図-4.4.17 と同じく片貝川河口右岸の汀線後退が顕著であるが、1972 年までの 6 年間では測点No. 5 からNo. 24 までの砂浜が続く範囲の汀線変化に大きな変化は見られない。しかし、1982 年までの 12 年間では測点No. 5 付近の離岸堤によるトンボロの形成に伴って汀線は前進しているが、一方、測点No. 8 からしだいに汀線後退が顕著となり、とくに測点No. 20

～No. 25 の範囲では最大約 20 m も汀線が後退している。また、黒部漁港から生地鼻までの範囲においても 1982 年には急激な汀線後退が見られ、全般的に 1972 年から 1982 年までの 6 年間に汀線が大きく後退したことが明らかである。

また、汀線のみならず水深 2 m および 6 m の等深線位置の変化を示したものが図-4.4.19 である。図-4.4.19(a)では 1972 年までの 6 年間で測点No. 10 ～No. 15 およびNo. 22 ～No. 26 付近の等深線が岸側へと近づくのが顕著であるが、1982 年には前者の範囲で若干の回復が見られるものの、測点No. 20 ～No. 36 の範囲では離岸堤築造前の 1972 年においても、また築造後の 1982 年においてもほとんど変化していない。一方、

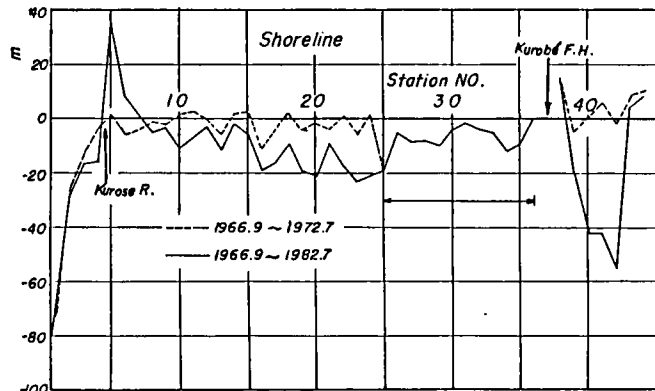
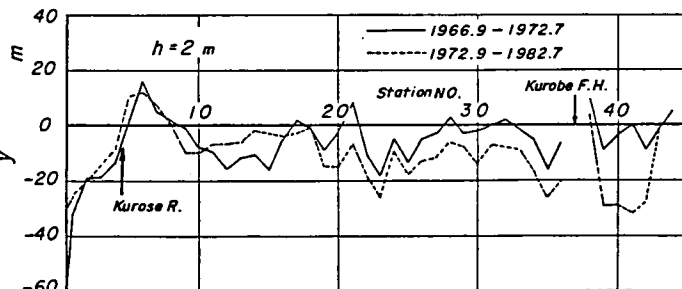
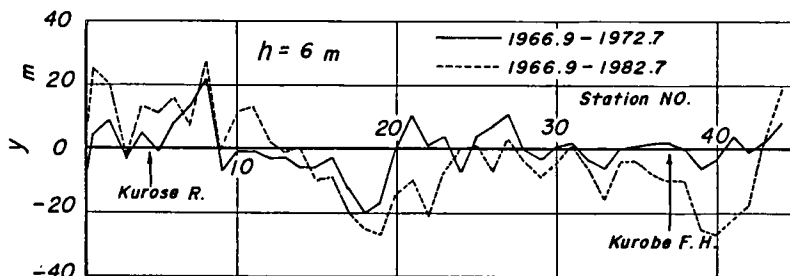


図-4.4.18 黒部海岸における汀線変化の沿岸方向分布



(a) 等深線 2 m



(b) 等深線 6 m

図-4.4.19 等深線の基準点からの変化距離の沿岸方向分布

水深 6 m の等深線の変化は若干相違し、1966 年から 1972 年までの 6 年では測点 No. 9 ～ No. 19 の範囲で等深線は海岸線に近づき、水深が増加する傾向が見られる。しかし、1966 年から 1982 年までの 12 年間では測点 No. 32 ～ No. 42 の現在海岸堤防の築造されている範囲で、それが増大する傾向が見られるとともに、とくに測点 No. 15 ～ No. 23 の範囲で水深の増大が顕著となっている。これは 1972 年までの水深増大範囲がしだいに移動したことをうかがわせ、その範囲の侵食土砂が黒瀬川河口付近へと移動しているものといえよう。これら汀線、水深 2 m および 6 m の等深線の変化から東から西へと土砂が移動しているものと考えられ、その移動土砂が黒瀬川河口右岸付近に堆積しているものと考えてよいであろう。

以上のように、汀線の前進・後退を沿岸方向に検討してきたが、この汀線変化は高波浪の来襲が主な原因であり、とくに、生地鼻以東の海岸では、前述のように海岸侵食に大きく影響を与える比較的周期の長い寄廻り波は、一般に N E よりさらに E 方向から来襲するが、海岸侵食が進むにつれて汀線の傾斜角も波向に対して、より安定な直角方向になるものと考えられる。そこで、下新川海岸で比較的等深線が汀線と平行な入善町春日付近から笹川河口付近に至る測点 No. 130 から No. 176 に至る範囲における汀線の傾斜角を測量図および空中写真を用いて読取り、その経年変化を図 - 4.4.20 に示す。ただし、 $\beta$  は N 方向からの汀線の角度であり、また、1970 年近くの汀線はこの海岸全域が海岸堤防で保全されてしまったために、ここでは海岸堤防の法線の角度を示している。この図から汀線はしだいに N 方向と直角になる傾向を示し、寄廻り波による影響と海岸侵食によって沿岸漂砂を生産・供給していることを現わしているといえよう。

(c) 海浜断面形状の変化 汀線の変化と同時に海岸侵食は沖方向にも海浜の変化をもたすが、とくに侵食の激しい海岸に海岸構造物が築造されると、その前面の海浜形状が

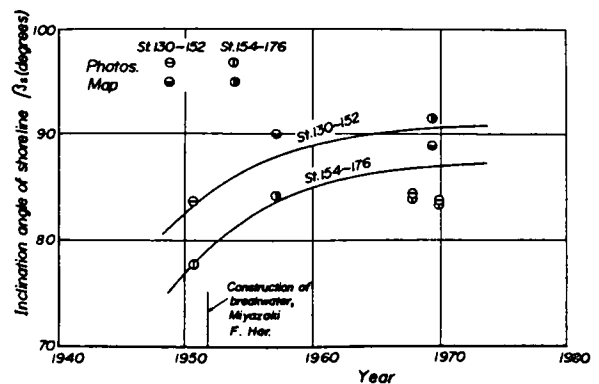
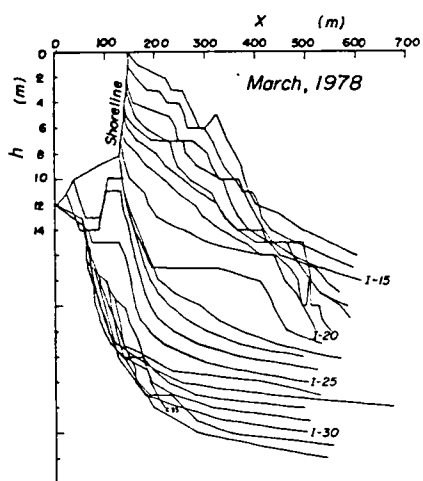


図 - 4.4.20 汀線の傾斜角の経年変化

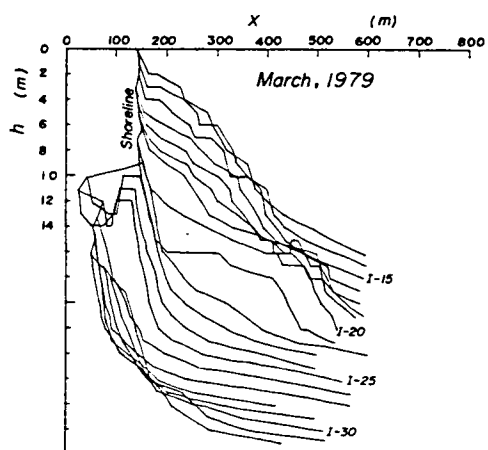
変化し、波力による構造物の破壊よりも支持地盤、すなわち海浜変形に伴って構造物の基部が洗掘され、破壊されることが最近目立っているようである。この海岸においても、災害ごとに海岸堤防が復旧築造されているが、しかもその位置はしだいに後退している。

まず、市振漁港から宮崎漁港までの約 7 km の範囲における海浜断面形状を示したものが図 - 4.4.21 である。ただし、市振漁港から境川までの範囲では、1978 年以降測量が行われており、その結果を用いている。また、これらの図は沿岸方向に 100 m 間隔で海浜断面を描いたものである。市振漁港から境川までの海浜断面を示す図 - 4.4.21 (a) および (b) の 1 年間においても、境川付近の断面のうち、水深 2 m までの汀線付近の海浜断面が急になっている。また、図 - 4.4.21 (c) および (d) では、境川から宮崎漁港までの範囲の海浜断面を示すが、1969 年にくらべて 1979 年には境川河口沖合の勾配が若干緩くなり、土砂の堆積が考えられる。

海浜断面形状の変化とともに、境川河口から宮崎漁港に至る 1969 年と 1979 年の深浅測量図を重ね

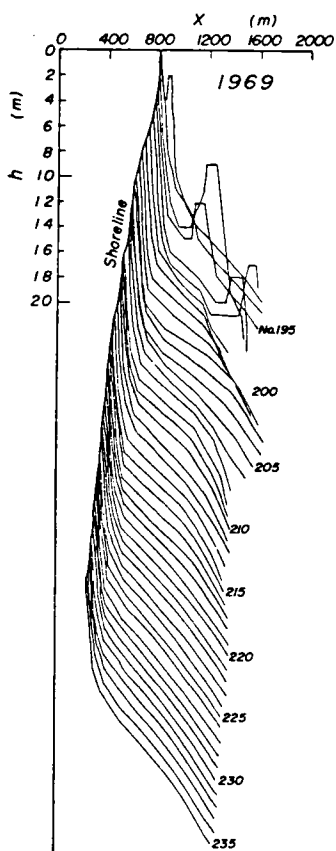


(a)

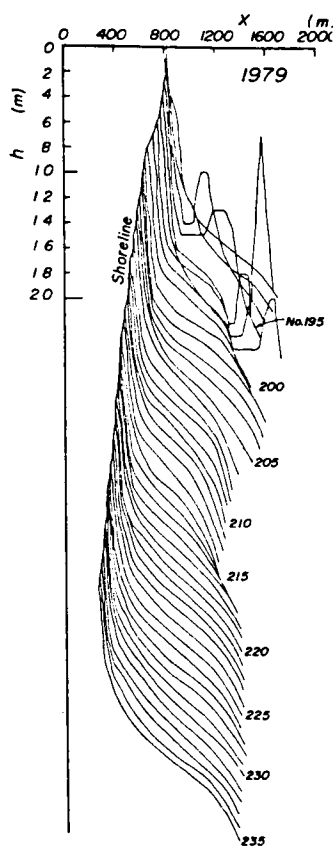


(b)

市振漁港から境川まで



(c)



(d)

境川から宮崎漁港まで

図-4.4.21 市振漁港から宮崎漁港までの海浜断面形状

合わせて10年間における侵食・堆積領域を示したものが図-4.4.22である。当然のことながら、宮崎漁港東側での堆積が顕著であって、とくに宮崎漁港から約0.4km～0.6kmの水深8m以浅のところでは最大2m程度の土砂の堆積がみられる。また、この堆積領域は水深10m以浅で約3.5km付近まで続いているが、水深10m以深ではほぼ侵食領域となっている。ただし、2.5kmから4kmの境川河口までの水深14m以深では逆に堆積領域となり、これは境川河口より約1kmの範囲の海浜断面形状の検討からも明らかなように、汀線付近が大きく侵食されていることから、ここで侵食された土砂が沿岸漂砂として境川河口の沖合あるいは宮崎漁港の方向へと移動していることを示しているといえよう。

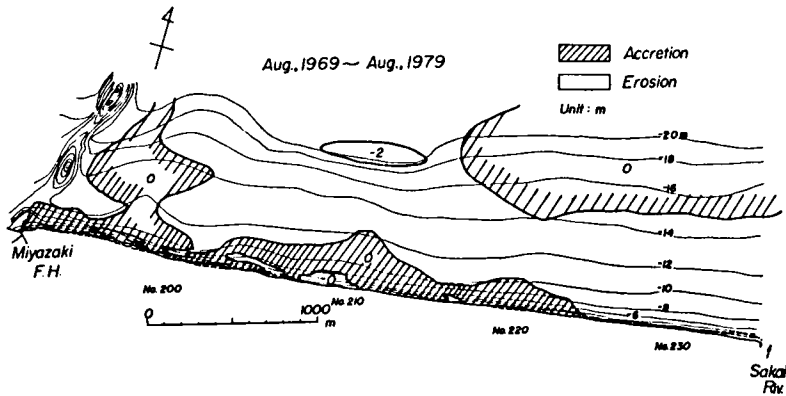
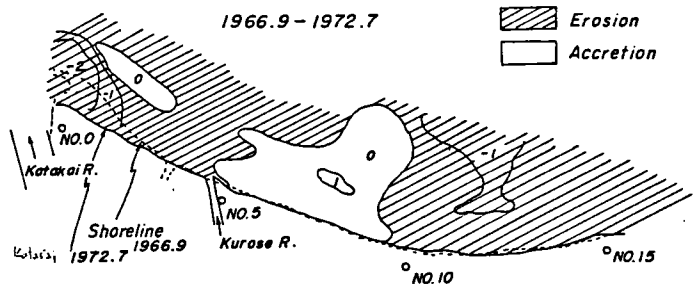
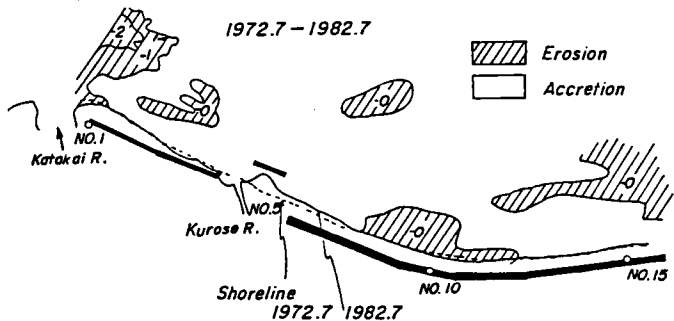


図-4.4.22 境川河口から宮崎漁港までの侵食・堆積領域図

一方、黒部海岸の海底の侵食・堆積領域について、1966年から1982年までの測量結果に基づき、片貝川河口付近から約1.5km北側までの海岸堤防前面に砂浜が残っている範囲について考察する。図-4.4.23は1966年9月から1982年7月に至る16年間に1972年までの6年間およびそれ以降の10年と2つの期間に分けて、侵食・堆積領域を示したもので、前者の期間では測点No.5からNo.10付近に+1m以内の堆積領域が見られるものの、他の範囲ではほぼ侵食領域となっており、とくに河口砂州の消長に大きく支配される片貝川河口付近と測点No.12の沖合に広がる-1m以上の侵食



(a) 1966年9月から1972年7月まで



(b) 1972年7月から1982年7月まで

図-4.4.23 黒部海岸における侵食・堆積領域図

領域が顕著である。これに対して1972年7月から1982年7月までの10年間は、図-4.4.23(a)と顕著に相違しており、全体に堆積領域が広く分布している。しかし、片貝川河口前面では前者と同様に最大2m以上の侵食領域が見られるものの、侵食および堆積領域ともに1m以内の変化となっている。また、宮崎漁港以西黒部川河口までの下新川海岸の海底勾配の変化は次のようである。図-4.4.24は汀線から40m沖合までの平均勾配で表わした海底勾配の経年変化を示し、図-4.4.25は陸上の基準点から沖合へ50m、100m、300mおよび500mの位置における水深を海底勾配を表わす指標として

用い、その経年変化を示したものである。図-4.4.24において、この海岸のうちにとくに侵食の激しい測点No.140付近からNo.176の範囲では、1959年から1962年と1962年から1968年の期間で逆の傾向を示しているが、前者では海岸堤防設置後、一応浜が安定し、海底勾配がしだいに緩くなるが、一方、侵食が進むにつれて海岸堤防前面の砂浜がなくなるとその海底地形が変化し、勾配が急になることを示している。さらに、図-4.4.25(a)でとくに水深が増大、すなわち海底勾配が急になっているのは測点No.112からNo.147および測点No.149からNo.176の範囲であり、また、汀線の後退も著しい範囲であるが、図-4.4.24と同様に離岸堤築造以後の両範囲では水深の減少すなわち漂砂の堆積がうかがえる。しかし、図-

4.4.25(c)および(d)における測点No.112からNo.147と測点No.149からNo.176の両範囲では、ほとんど水深の経年的な変化はみられず、この点からすれば後述するように、実際の漂砂の移動限界水深はほぼ水深5m～6mであると考えられる。一方、黒部川河口右岸付近の測点No.53からNo.68および測点No.71からNo.109の範囲では、水深が約8mから16mと深いにもかかわらず

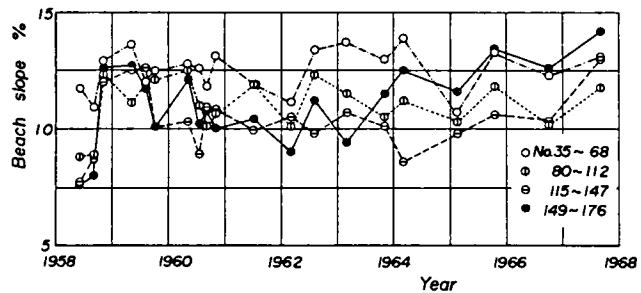
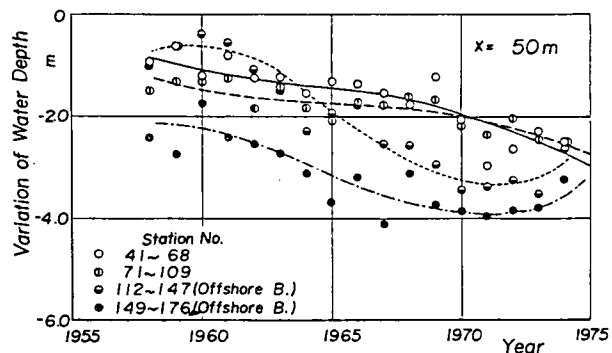
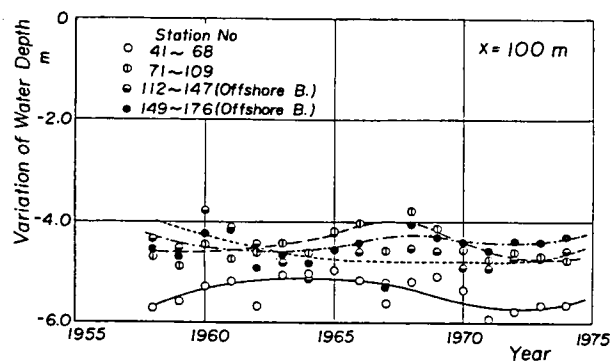


図-4.4.24 海底勾配の経年変化



(a)



(b)

図-4.4.25 水深の経年変化 (1)

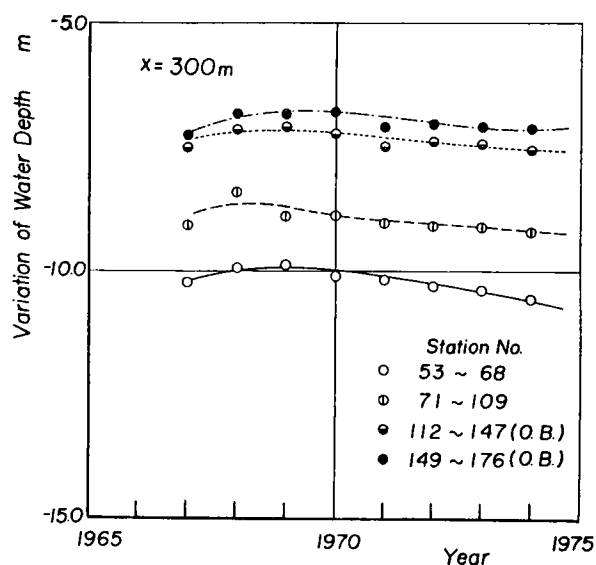


ず、経年的に水深が増大する傾向を示している。これはこの付近に発達している洋谷と関係するものと考えられるが、図-4.4.25(a)に示す同じ範囲の汀線に近い海底もしだいに水深が増大していることから、汀線付近の底質が沖方向、すなわち洋谷へ落込むことを示しているといえよう。このように、季節的な漂砂の堆積、侵食とともに長期的な観点からも海底勾配はしだいに急となり、このことがより海岸侵食を助長している<sup>36)</sup>という悪循環をくりかえしていることがわかる。

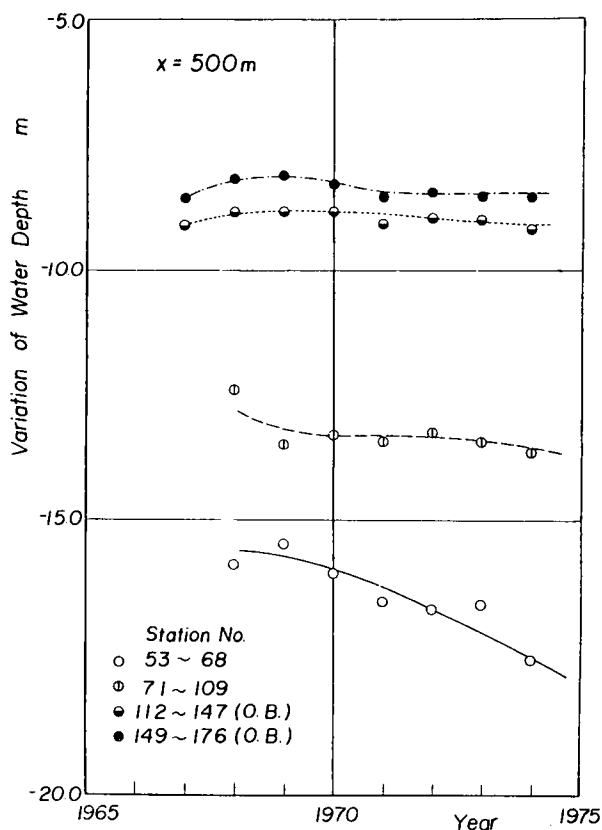
### (3) 底質特性の変化

海浜地形の変化に伴って海浜の底質特性も変化するが、この海岸の底質は比較的大きく、粒度組成において礫と区分される粒径階のものである。この礫の移動による磨耗作用によって、海岸堤防前面のテトラポッドをはじめとする消波工が著しく磨耗されることはよく知られている。この底質特性を検討することによって、一般に沿岸漂砂の移動方向や供給源などを推定することができる。Handin<sup>37)</sup>は海浜に堆積する砂礫の特性を詳細に検討して、とくに沿岸方向にその性質の変化を検討することが、漂砂の卓越方向を推定するのにきわめて有用であると強調している。また、同様の方法で佐藤ら<sup>38)</sup>および岡本ら<sup>39)</sup>は、この下新川海岸を含む富山湾沿岸の漂砂の卓越方向や礫の移動を調査してその成果を報告している。

市振漁港から宮崎漁港に至る約8kmの汀線付近の最大礫の沿岸方向分布は3.5.3の図-3.5.28に示している。その概略を述べると次のようである。ただし、1969年



(c)



(d)

図-4.4.25 水深の経年変化 (2)

3月および1970年10月の調査では礫の最大径を境川河口から宮崎漁港までの約4kmにわたって測定したものであるが、1979年6月および1980年2月の調査では最大礫の長径a、中径bと短径cを測定した。1969年および1970年の調査では、境川河口から宮崎漁港の方向に次第にその粒径が減少する傾向を示し、沿岸漂砂の移動方向が東から西向きであることを示している。一方、1979年の調査では境川河口から宮崎漁港に向う粒径の減少傾向が若干相違し、境川河口から1km付近で粒径が最大となるとともに、それより宮崎漁港および市振漁港に向って粒径が減少する傾向を示している。とくに、境川河口から約1km付近における最大粒径の変化は約10年間の来襲波浪の長期的および季節的な変化もさることながら、最近では旧来の海岸堤防前面に消波工が設置されており、この影響をも含んでいるものであろう。さらに、境川河口右岸の海岸では、1970年当時の海浜幅は約50mもあり、しかも底質の中央粒径は比較的細粒な2mm～3mm程度であった。現在では海浜背後には海岸堤防が、またその前面には消波工が設置され、海浜の幅も10数mのところさえあるように非常に狭くなり、比較的小さな冬期季節風に伴う波浪の来襲時でさえ海岸堤防まで直接波浪が到達する状態となっている。また、底質の中央粒径も3mm以上となってきている。これは前述したように、市振漁港の築造に伴って沿岸漂砂の供給が絶たれ、そのため境川河口右岸の侵食が進み、さらに海岸堤防の築造が来襲波浪の反射を大きくするために、より海岸侵食を助長することに原因するものであろう。一方、1980年の調査では1969年の調査時に見られたような境川河口から約1km付近の最大粒径のピークは見られない。これは調査時に波浪の最大上範囲より背後の海浜に積雪があったために調査できなかったことに原因している。さらに、最大粒径の沿岸方向分布を測定点3点で移動平均したものが図-4.4.26であって、このうち、宮崎漁港から約1km、1～2.5km、2.5～3.5kmおよび3.5～4kmで最大粒径の分布に変化がみられる。これは海浜に形成される cusp など平面的な海浜地形の影響や場所的な海浜形状の相違によるものと考えられるが、前出の宮崎海岸における1969年と1979年の深浅測量図を重ね合わせて作成した侵食・堆積領域を表した図-4.4.22に示されるように、宮崎漁港から約1kmの範囲では最大2m以上の堆積を示す領域、1～2.5kmでは沖合で全般的に侵食であるが汀線付近を除いて堆積領域、2.5～3.5kmの最大粒径の沿岸方向分布がピークを示す範囲では水深10m以浅は堆積、それ以深は侵食を示す領域、また3.5～4kmでは水深約

14m以深で堆積、それより汀線までは侵食を示し、とくに汀線の後退が顕著な領域である。以上のように、cusp の形成などを含めた海浜の侵食・堆積が大きく影響しているようである。

一方、宮崎漁港から黒部川河口付近までの汀線砂礫の沿岸方向分布は、すでに

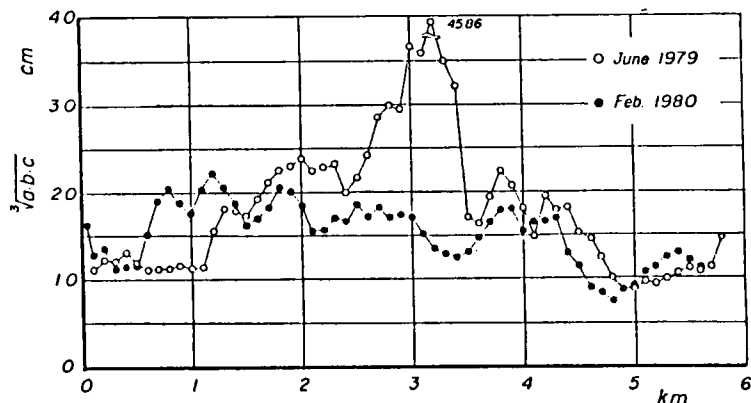


図-4.4.26 3点移動平均した底質の最大粒径の沿岸方向分布

3.5.3 の図-3.5.86 に示しているが、この海岸の汀線砂礫の粒径も宮崎漁港以東と同様に比較的大きく、平均粒径  $M_d$  mm で示すその粒径は約 10mm 以上にも及んでいる。とくに、この海岸で侵食の激しい測点 No. 140 付近から No. 176 の範囲では、測点 No. 170 から No. 140 に近づくほど粒径が小さくなる傾向を示し、また、1957 年に比べて 1960 年にはその粒径が減少しているが、前者は漂砂の移動方向が一般的に東から西方向であることを表すとともに、後者は宮崎漁港東部防波堤による漂砂の阻止に原因し、また、この海岸に流入する笹川および小川からの流送土砂の変化によるものと考えられる。しかし、測点 No. 100 以西では、このような明らかな傾向は見られず、これはこの海域に発達する洋谷によって来襲波浪の沿岸方向分布が複雑になるためと考えられる。

一方、黒部海岸における底質は、約 8km の範囲にわたって砂浜における最大礫の長径  $a$ 、中径  $b$  および短径  $c$  の測定を 100 m 間隔で行うとともに、海底底質については 300 m 間隔で、水深 0、1、3 および 5 m の位置でそれぞれ採取し、篩分け分析を行った。図-4.4.27 は砂浜における最大礫の測定値の沿岸方向分布であって、生地 No. 25 付近の黒部川河口左岸から生地 No. 0 方向へと長径、中径および短径さらに礫の体積も減少する傾向である。また片貝 No. 24 以降 No. 40 までは海岸堤防前面に砂浜がなく測定不可能となっている。この片貝 No. 23 より西側は片貝川河口西側まで砂浜が続いており、この範囲の最大礫の分布は片貝 No. 23 から No. 5 付近まで東から西へとその値が減少している。しかし、片貝 No. 0 の西側で最大礫の値に再びピークが現われ、それが片貝 No. 5 に向って値の減少とともに経田 No. 0 方向へも値の減少が見られる。この粒径値および体積の減少傾向から沿岸漂砂の方向を推定して、その傾向を示すと、次のようである。この海岸では漂砂の供給源は流入する大川である黒部川と片貝川であることが明らかであり、黒部川からの流送土砂が西方向へ運搬されるとともに、片貝川からの流送土砂は片貝川河口以西と東側の片貝 No. 5 付近まで運搬されることを現しているといえよう。さらに、黒部海岸の底質について、各水深における最大粒径の沿岸方向分布を示すと図-4.4.28 のようである。なお、 $h=0$  m は汀線砂礫であるが、汀線砂礫および  $h=1$  m のところの底質は、海岸堤防前面など水深が大きい個所があり、一部のところで採取不可能となっている。最大粒径の沿岸方向分布は各水深とも生地 No. 20 付近および片貝 No. 25 から No. 35 付近でピークをもっている。また、 $h=1$  m の底質は経田 No. 0 から片貝 No. 15 ま

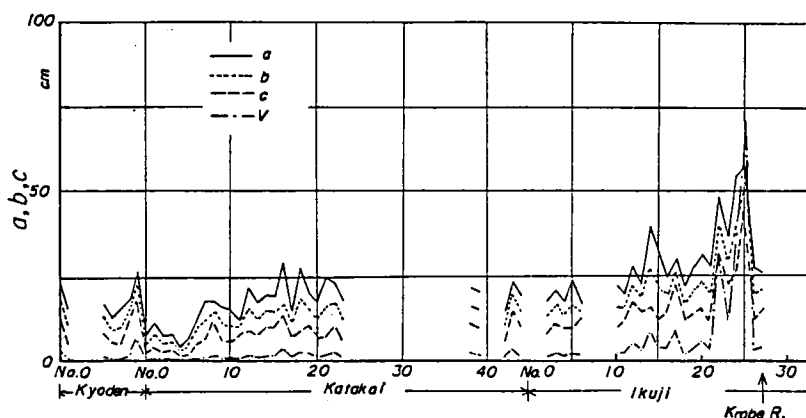


図-4.4.27 黒部海岸における最大礫の沿岸方向分布

での範囲および生地No.3からNo.25の範囲で、他の水深の底質よりも粒径値が大きくなっている。これらの範囲では海岸堤防の前面に砂浜が存在しており、通常の波浪では $h = 1\text{ m}$ 付近が最終砕波点になることに原因しているものである。一方、片貝No.25からNo.35付近では海岸堤防前面に砂浜がなく、 $h = 5\text{ m}$ の位置においても底質は礫から構成されている。これは海岸堤防による反射波や戻り流れなどの影響によって、東側から移動した沿岸漂砂のうち細粒部分がより西側へと移動され、粗粒部分のみが残されたものといえよう。また、底質の平均粒径 $M_d$ について示したものが図-4.4.29であって、この分布も最大粒径とほぼ同じであるが、片貝No.0からNo.10までの平均粒径は最終砕波点と考えられる $h = 1\text{ m}$ の底質を除いて細粒である。この粒径も $h = 0\text{ m}$ で約 $5\text{ mm}$ 以下、 $h = 3\text{ m}$ および $5\text{ m}$ ではほぼ $1\text{ mm}$ 以下となっている。

図-4.4.30は底質の淘汰状態を示す均等係数 $U_c$ の沿岸方向分布であって、その値が大きいほど底質の構成が細粒のものから粗粒のものまで幅広く分布していることを示すものである。 $h = 3\text{ m}$ の底質資料は4ヶ所でその値が大きくなるものの、全般的には $h = 1\text{ m}$ の底質の値が大きく、最終砕波点付近に細粒と粗粒の底質が混在していることを表しているといえよう。また、均等係数の分布を場所的に見ると片貝No.20から40および生地No.20付近の2つの範囲でその値が一般に大きくなっている。これは最大

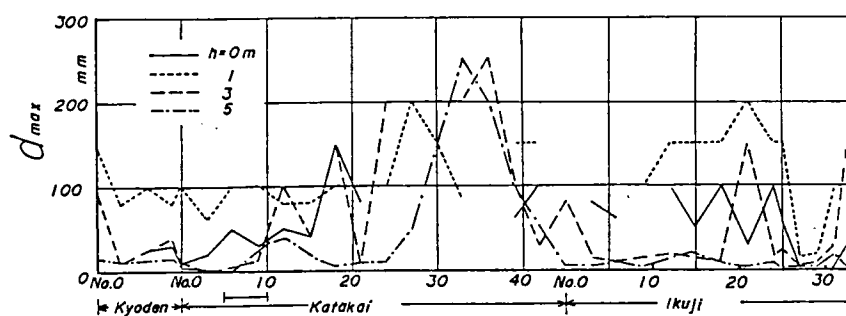


図-4.4.28 底質の最大粒径の沿岸方向分布

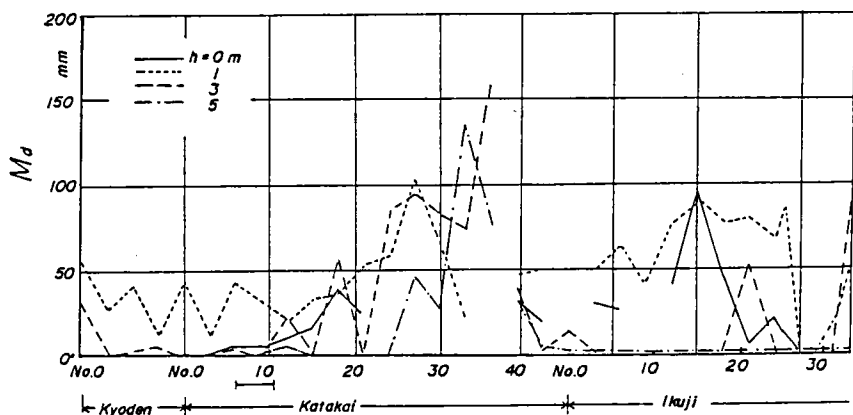


図-4.4.29 底質の平均粒径の沿岸方向分布

粒径および平均粒径の沿岸方向分布においても、この範囲で大きくなっており、前者の範囲のうち片貝 No. 40 付近の大きな値は黒部漁港の東防波堤によって細粒および粗粒の沿岸漂砂が阻止され、堆積した結果であると考えられる。また片貝 No. 33 に見られる  $h = 5\text{ m}$  の大きな値は、黒部漁港東防波堤先端を迂回して下手側海岸へと移動する土砂のうち、粗粒部分のものが黒部漁港東防波堤から下手側沖方向へと移動することに原因しているといえよう。

このように、底質を構成する砂礫は細粒のものから粗粒のものまで含んでいるが、ここでは粒径  $2\text{ mm}$  以上を礫として、粒径  $2\text{ mm}$  以上のものが底質資料中に占める割合の沿岸方向分布を示したものが図 - 4. 4. 31 である。 $h = 0\text{ m}$  の底質は黒部川河口から約  $1.5\text{ km}$  のところで  $2\text{ mm}$  以下の細粒部分がほとんどなくなるが、片貝 No. 15 付近から再び細粒砂が現われ、片貝 No. 3 では細粒分が約  $95\%$  以上も占めるようになっている。一方、 $h = 3\text{ m}$  および  $5\text{ m}$  の底質については片貝 No. 25 から No. 39 の範囲において、粒径  $2\text{ mm}$  以上の礫群の占める割合が高く、これは海岸堤防前面に砂浜がないために、反射波の発生などによる細粒部分の流失によるものである。

以上のように、経田漁港東側から黒部川河口までの底質の沿岸方向分布から、黒部海岸は次のように4つの領域に分けることができよう。まず、第1は黒部川河口から生地 No. 0 付近までの通常の海岸において見られるような汀線あるいは最終砕波点で粒径が大きく、水深の大きな範囲で細粒径となる範囲である。第2は片貝 No. 40 から No. 20 までの範囲であって、No. 37 付近には黒部漁港の港口が位置するとともに、この範囲全域には海岸堤防が築造されており、海岸堤防前面の砂浜（礫浜）がほとんど見られない

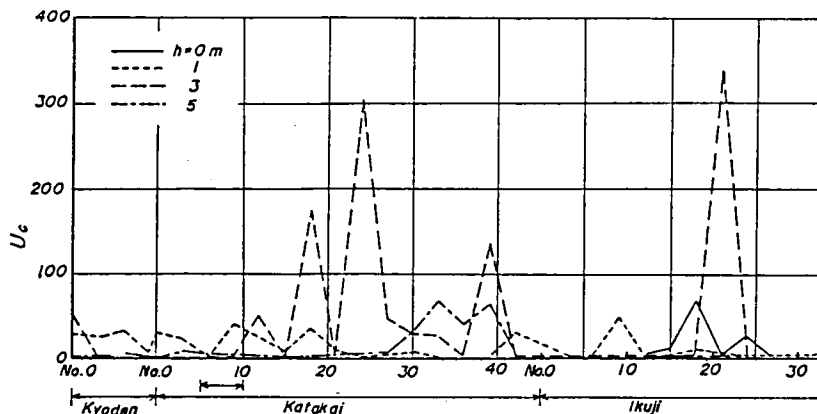


図 - 4. 4. 30 底質の均等係数の沿岸方向分布

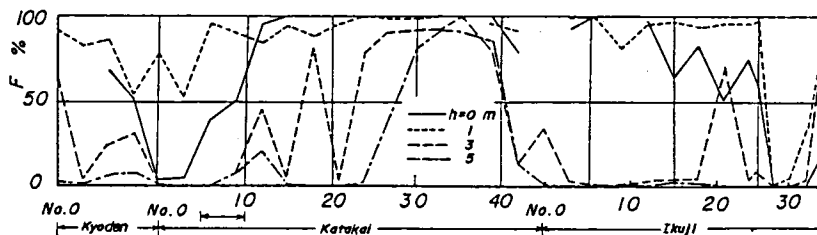


図 - 4. 4. 31 粒径  $2\text{ mm}$  以上のものが底質資料中に占める割合の沿岸方向分布

ところである。このため海岸堤防による反射波の発生や波浪が集中する範囲でもあり、細粒径の底質は黒部漁港東防波堤を迂回して、より水深の大きな範囲へと移動するために大粒径の礫から構成されている。第3は片貝No.20からNo.5の黒瀬川までの砂浜の続く石田海岸である。さらに、第4はこの片貝No.5付近から経田No.0の範囲の片貝川からの流送土砂の影響圏である。底質の沿岸方向分布特性からこの約8kmの区間における沿岸漂砂の卓越移動方向を総括して示したものが図-4.4.32である。なお、底質の沿岸方向分布から漂砂の上手側より下手側に向って粒径が漸減するが、来襲波浪のエネルギーフラックスの分布からも一般に東から西への沿岸漂砂の移動が考えられる。このことから生地No.25付近および片貝No.35から生地No.0までの東側へ向っての粒径の減少は見かけ上のものであって、前者は黒部川からの流送土砂の細粒部分の影響であり、後者は黒部漁港東防波堤における沿岸漂砂の堆積とこの場所より西側では海岸堤防前面に砂浜がないことによる影響などが現われており、実際には東から西へ向う沿岸漂砂が卓越している海岸といえよう。ただし、片貝川河口から片貝No.5付近までは黒部川からの東から西へ移動する沿岸漂砂と片貝川からの流送土砂の両者の影響が重なるところといえる。

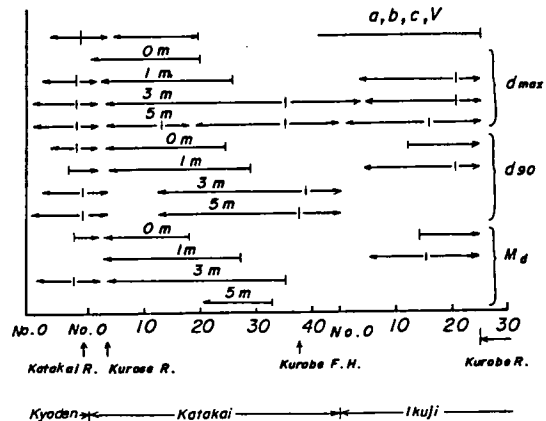


図-4.4.32 底質の沿岸方向分布特性に基づく漂砂の推定移動方向

#### 4.4.3 沿岸漂砂の推定

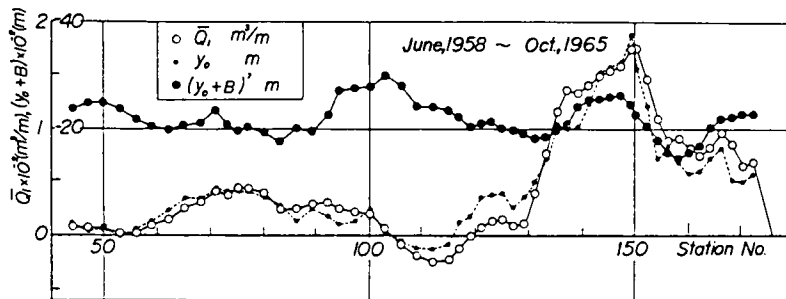
1951年からの宮崎漁港の修築によって、東防波堤が延長されその東側には漂砂が堆積し、また西側では海岸線の後退が現われはじめた。この影響は、漁港隣接海岸の笹川河口をはじめとして下新川海岸へと及んでいる。笹川より西側の海岸には、小川および黒部川が流入しており、境川とともにこれらが下新川海岸の主たる漂砂源になっている。しかし、下新川海岸の東部に着目すれば、境川および笹川が漂砂源であるが、後者はその流域特性からしてあまり多量の土砂を流送するとは考えられず、境川の漂砂源としての重要性とは比較にならないほどであると考えられる。

ここでは、以上の観点に立って、境川からの流送土砂が宮崎漁港の改修に伴って東防波堤付近に堆積することによって、下新川海岸の侵食がどのように助長したかを直接検討する立場ではなく、むしろ反対に下新川海岸の侵食量の経年変化を建設省<sup>29)</sup>の調査結果から検討して、この海岸の沿岸漂砂量を推定し、この結果から宮崎漁港東海岸における沿岸漂砂量を推定するとともに、黒部川河口以西の黒部海岸における沿岸漂砂量をも推定する。

##### (1) 下新川海岸の侵食量

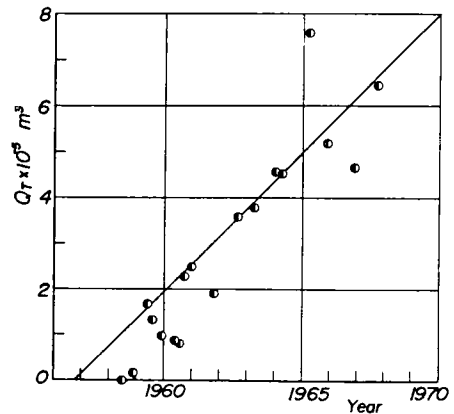
海岸侵食土砂量を調査した結果は、各断面ごとに非常に散乱しているもので、移動平均して沿岸方向における侵食土砂量の分布を示したものの1例が図-4.4.33である。この結果には、1958年6月から

の累加侵食土砂量  $\bar{Q}_i$  のほか同年を基準とした汀線の移動量  $y_0$  と汀線より水深 4 m の地点までの距離  $(y_0 + B)'$  とが同時に示されている。測点 No. 176 より宮崎漁港までは、現在岩礁が露出しているが、これまでになった経過はわからない。このような各年の侵食土砂量の分布の経年変化から、測点 No. 180



図－4.4.33 汀線変化と侵食土砂量の沿岸方向分布

付近西側では平均的には著しく侵食され、その範囲は次第に西側に移動していることがわかった。いま、この付近の海岸が比較的等深線の一様な海岸であることに着目して、この侵食範囲における全侵食量を求め、その経年変化を調べると、図－4.4.34 のようになる。これから、侵食量は平均的には直線的に増加するが、1958 年以後急激にこの侵食量が増加しており、宮崎漁港の東防波堤延長の影響がよく現われている。また、図中に示したような直線的な関係によって、年平均の侵食量を推定すると、約  $5.6 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{year}$  となる。ただし、この付近には笹川および小川の 2 河川が流入しているが、これからの流入土砂はさほど大きくなく、ここでは考慮しなくてよいと考えることにした。



図－4.4.34 侵食土砂量の経年変化

なお、図－4.4.33 に示した汀線の移動量と侵食量との関係を検討すると、平均的な漂砂の移動限界水深は約 5.5 m であることがわかった。

## (2) 下新川海岸の沿岸漂砂量

(a) 沿岸漂砂量の分布 以上のように、この海岸の侵食量の分布をみると、1958 年以降では下新川海岸では沿岸漂砂の上手側にあたる宮崎漁港の防波堤で漂砂が阻止されていることから、流入漂砂量をゼロとし、前述の各地点における年平均の侵食土砂量を積分して、沿岸漂砂の分布を求めた。図－4.4.35 は図－4.4.33 から求めた沿岸漂砂量の分布を示したものである。図中には 1958 年より約 10 年間の平均沿岸漂砂量のほか、波浪観測が行われた年のものも示してある。これから、測点 No. 100 付近ではほぼ一定となるが、それ以西では若干変動することがわかる。これは黒部川河口付近ではいわゆる洋谷が発達しており、波浪の集中とともに、漂砂が必ずしも沿岸方向のみに移動しないためと考えられる。また、No. 100 付近の年平均沿岸漂砂量は(1)において述べた全侵食量とほぼ一致していることがわかるであろう。

### (b) 沿岸漂砂量と波浪エネルギーフラックスとの関係

この関係を求めるためには、各周期および波向ごとに屈折図を描き、砕波点での波浪特性を検討してこの海岸の沿岸方向の波浪のエネルギーフラックスを求める必要がある。

図-4.4.36は屈折係数の沿岸方向分布の一例であり、また図-4.4.37は砕波点付近における波向および汀線の傾斜角などを示したものであり、記号は図中に説明するとおりである。これらの結果と波浪の観測資料とを用い、年平均の沿岸方向の波浪エネルギーフラックスを計算した。図-4.4.38は1965年より1967年の2年間における沿岸方向の波浪エネルギーフラックスの分布を示すものであるが、図-4.4.35に示した沿岸漂砂量の分布とかなりよく対応していることがわかる。ただし、波向がNE方向に近い場合には、波向の推定が屈折特性に大きく影響することがわかる。

測点No.180付近を除いたNo.100以東の海岸については、前述したようにかなり一様海岸に近いので沿岸漂砂量の分布を検討することができる。

図-4.4.35および4.4.38に示した結果から、各地点の沿岸漂砂量と波浪のエネルギーフラックスとを対応させ、従来の観測および実験の結果と比較したものが、図-4.4.39である。

なお、測点No.100以西については、前述したように洋谷との関係を明らかにする必要があり、それは、図-4.4.36および図-4.4.37の対応でよくわかるであろう。

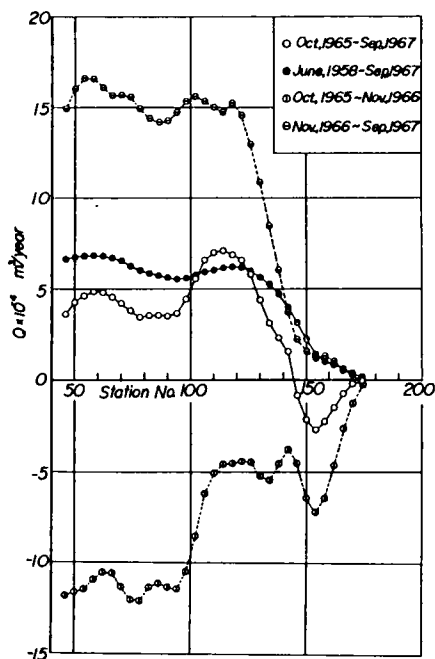


図-4.4.35 沿岸漂砂量の沿岸方向分布

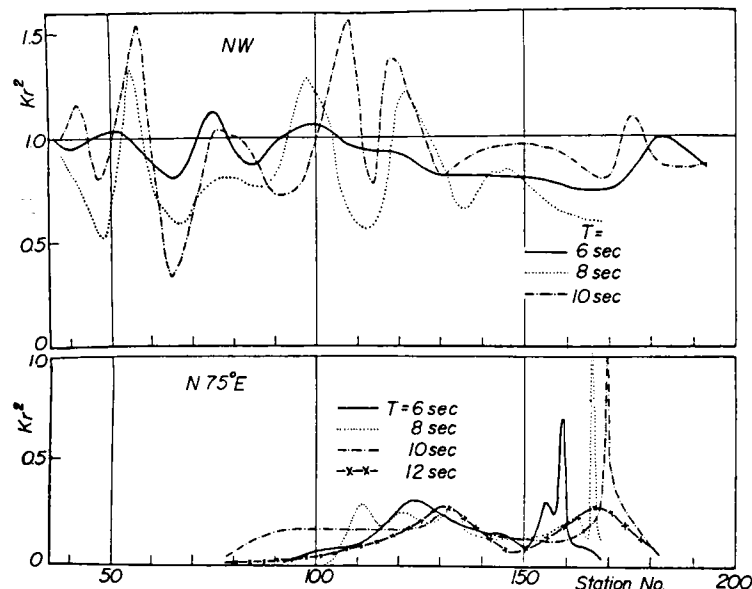


図-4.4.36 屈折係数の沿岸方向分布

### (c) 宮崎漁港東海岸における沿岸漂砂量

以上のように、下新川海岸における沿岸漂砂量は、宮崎漁港によって漂砂が止められ、かつ笹川からの流送土砂量が無視できるものとすれば、沿岸方向に変化するが年平均約  $5.6 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{year}$  程度と考えられる。したがって、もし笹川からの流送土砂量が十分小さければ、宮崎漁港の東海



岸における沿岸漂砂量はほぼこの程度の値になるが、実際には笹川からも若干の土砂流出があるので、沿岸漂砂量はこの値より小さくなるものと考えられる。

一方、宮崎漁港周辺の深浅測量の結果からも、沿岸漂砂量を推定することができる。図-4.4.40(a)は1969年3月と1970年4月に実施した深浅測量から侵食・堆積図を描いたものである。まず、土砂の侵食・堆積領域について見ると、斜線で示した侵食領域は東防波堤前方から沖合の岩礁付近に広がっている。一方、1970年4月から1971年3月に至る期間について描いた図-4.4.40(b)では、東防波堤前方から岩礁付近にかけておおむね堆積領域となっており、非常に対照的である。この結果によって得られた侵食・堆積領域の面積に深さ方向の地形変化

量に乗じて算出した侵食・堆積土砂量は表-4.4.2のようである。この場合、侵食・堆積土砂量の算定は図中に破線で示した漁港周辺の領域についてのみ行った。それによると1969年3月から1970年4月の1年間で約 $18,800 \text{ m}^3$ の土砂が堆積し、1970年4月から1971年3月の1年間で約 $38,700 \text{ m}^3$ 土砂が侵食されている。また、この変化土砂量を汀線単位幅(m)当りに換算するとそれぞれ約 $23.5 \text{ m}^3/\text{m}$ および約 $48.3 \text{ m}^3/\text{m}$ となる。

さらに、宮崎漁港の東防波堤から東側500mおよび1,000mの範囲における漂砂移動量を、地形変化が $\pm 0 \text{ m}$ および $\pm 1.0 \text{ m}$ 以上のものについ

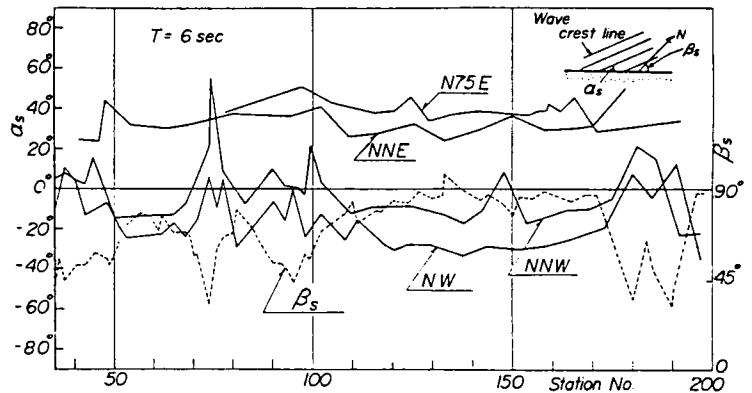


図-4.4.37 砕波点における波向と汀線傾斜角の沿岸方向分布

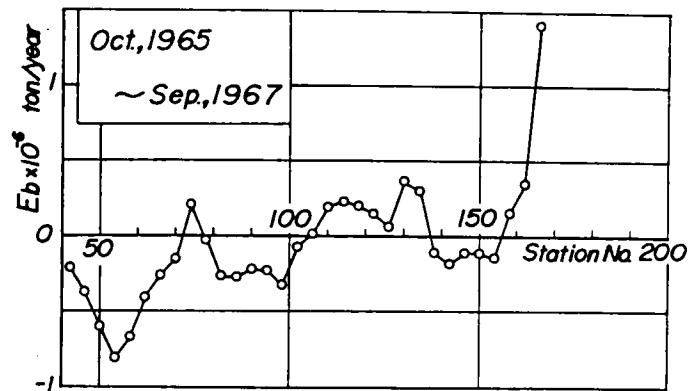


図-4.4.38 波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布

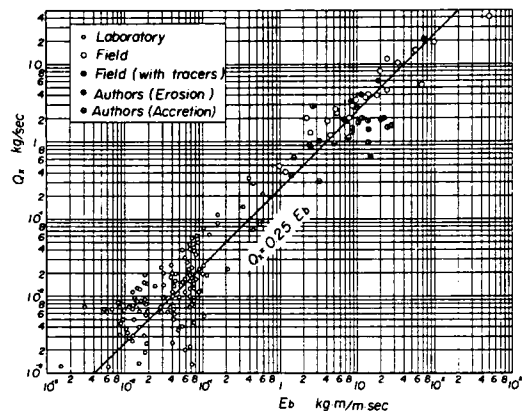
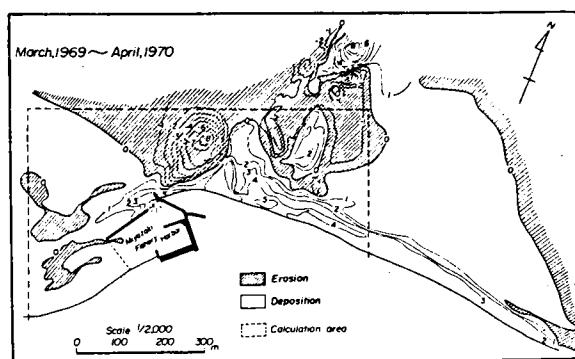
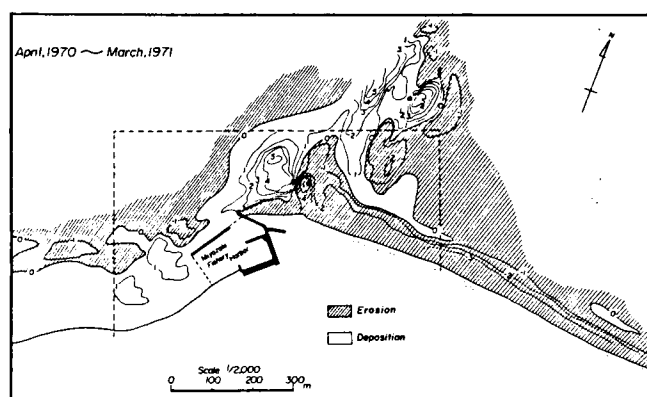


図-4.4.39 下新川海岸における沿岸漂砂量と波浪エネルギーフラックスとの関係

て算定した結果を表－4.4.3に示す。この場合その範囲を東防波堤から1,000mに拡大すると、海底の地形変化が±0mから±1.0mまでの占める領域が広く、これは深浅測量の精度によってその範囲が左右されるので、ここでは前述のように地形変化が±0m以上の全体の範囲にわたるものと、±1.0m以上の範囲について局所侵食量および局所堆積量の算定を行った。これによると、侵食および堆積量の算定期間および範囲の相違によってその量が非常に変化することがわかる。漂砂の移動量については、長期間にわたって得られた資料に基づいて検討することが望ましいが、ここでは前述の2年間における資料の解析から考察することにしよう。表－4.4.3から漁港周辺における漂砂の移動量は、こ



(a) 1969年3月から1970年4月



(b) 1970年4月から1971年3月

図－4.4.40 宮崎漁港周辺における侵食・堆積領域図

表－4.4.2 宮崎漁港周辺における侵食・堆積土砂量の推定

期 間	移 動 量 (m <sup>3</sup> )	汀線単位幅当りの移動量(m <sup>3</sup> /m)
1969年4月～1970年4月	18,800 (堆積)	23.5 (堆積)
1970年4月～1971年3月	38,700 (侵食)	48.3 (侵食)

の2年間の平均から約20,000m<sup>3</sup>/year～29,000m<sup>3</sup>/year 堆積することが明らかとなった。漂砂の移動については、図－4.4.39から侵食と堆積の位置が局所的に変化することがうかがえる。とくに漁港の東防波堤前面の海域では、1969年3月から1970年4月と1970年4月から1971年3月の各1年間で侵食および堆積領域が逆になっている。また、漁港西防波堤の前面から港口付近では、この2年間いずれも漂砂が堆積していることがわかる。これらのことは、沿岸漂砂が一般的には東から西へと向っているが、来襲波浪の特性に対応して局所的に西から東へと移動することを示している。また東防波堤前面の海域で、1969年3月から1970年4月の1年間で最大8mにもおよぶ侵食が起こっているのは、1970年1月から2月に来襲した未曾有の波浪の結果であると考えられ、その侵食された底質の一

部が東防波堤東側の汀線から沖合の岩礁付近に堆積したものと考えられる。

表 - 4.4.3 宮崎漁港付近における沿岸漂砂量の推定

(a) 地形変化が± 1.0 m 以上を対象とした場合

期間および 移動量	1969年4月～1970年4月			1970年4月～1971年3月			1969年4月から 1971年3月まで
範 囲	局 所 侵食量 m <sup>3</sup> /year	局 所 堆積量 m <sup>3</sup> /year	移動量 m <sup>3</sup> /year	局 所 侵食量 m <sup>3</sup> /year	局 所 堆積量 m <sup>3</sup> /year	移動量 m <sup>3</sup> /year	平均移動量 m <sup>3</sup> /year
東防波堤から 500mまで	137,000	161,000	+24,000	100,000	146,000	+46,000	+35,000
東防波堤から 1,000mまで	137,000	227,000	+90,000	197,000	146,000	-51,000	+19,500

(b) 地形変化が± 0 m 以上を対象とした場合

東防波堤から 500mまで	157,000	171,000	+14,000	107,000	182,000	+75,000	+44,500
東防波堤から 1,000mまで	157,000	237,000	+80,000	203,000	182,000	-21,000	+29,000

(d) 黒部海岸における沿岸漂砂量の推定 黒部川河口以西のこの地域においては、建設省黒部工事事務所によって測線間隔 300 m で 1962 年より毎年深浅測量が行われてきた。したがって、黒部漁港に  
によって、沿岸漂砂量が完全に阻止されているとすれば、それより以西における侵食土砂量を累積することによって、各地点における沿岸漂砂量を推定することができるはずである。

深浅測量の範囲は各地点において一定ではないが、各年ごとの侵食・堆積量が離岸距離ごとに計算されているので、ここでは各測線間、各年ごとに計算されたこれらの土砂量の値をすべて計算機に入力し、それらの時空間での平均操作を行うことにした。すなわち、深浅測量の精度から考えると、以上のようにして計算されている土砂量の値は、経年的にも、また場所的にもかなり散乱するので、1968 年から 1971 年、1972 年から 1975 年、1976 年から 1978 年および 1979 年から 1981 年の 3 年または 4 年間ごとに平均して、黒部漁港を基点として得られた侵食土砂量を累加して表わすことにする。

このような操作によって得られた沿岸漂砂量（ただし、侵食土砂量として評価されているので真の沿岸漂砂量は土砂の空隙率を  $\lambda$  として  $(1 - \lambda)$  を乗じた値となる。この沿岸方向分布を示したものが図 - 4.4.41 である。ただし、離岸距離は、測点 No. 21

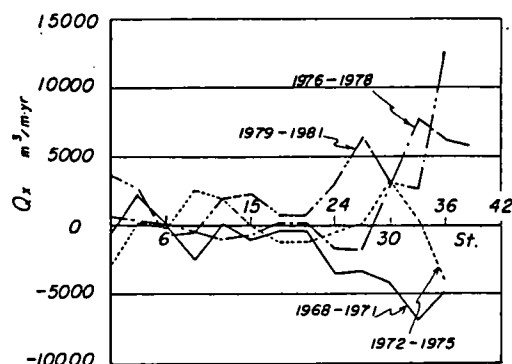


図 - 4.4.41 黒部海岸における 3～4 年間ごとの平均沿岸漂砂量の沿岸方向分布

までは150mとし、それより以西ではかなり遠浅になっていることから離岸距離を300mとした土砂量の計算値を用いてある。この図によると、このようにして求められた沿岸漂砂量は、各年ごとにかなり傾向が異っており、とくに黒部漁港より以西において、必ずしも常に侵食されているようではなく、侵食や堆積を繰り返していることがわかる。そして、測線No.5からNo.7付近ではさらにこの傾向が著しい。しかし、この付近における最大の沿岸漂砂量は年間約4,000m<sup>3</sup>程度である。次に、これらの全期間における平均の沿岸漂砂量の分布を求めると、図-4.4.42のようになる。これによれば、確かに黒部漁港から沿岸漂砂量が急激に増加するが、その後若干変動し、ところによっては沿岸漂砂の平均的な向きも変わることがわかる。この結果によれば、平均の沿岸漂砂量は石田海岸では約1,000m<sup>3</sup>程度となっており、かなり小さい値を示すことがわかる。いずれにしても、浅深測量の測線間隔が300mであるため、測量精度を考えると、推定された沿岸漂砂量の精度も十分でないように思われる。しかし、1982年を含む推定結果によれば、4.4.5で述べるように石田地区での波のエネルギーフラックスの方向と沿岸漂砂のそれとが一致していることから、このときの値を対象とすることにすれば、沿岸漂砂量は約4,000m<sup>3</sup>/year(ただし、実際はこの1/2程度)ではないかと推定される。

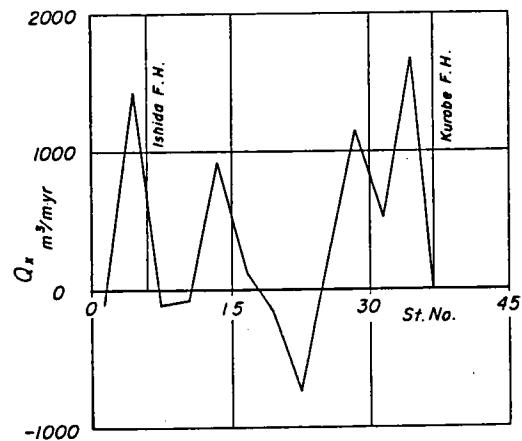


図-4.4.42 全期間平均の沿岸漂砂量の沿岸方向分布

#### (c) 片貝川河口右岸石田海岸における沿岸漂砂量の推定

海浜変形の計算に用いた1982年1月から12月までの1年間の波浪資料が、海岸地形の変遷で明らかにしたような、長年月にわたる海浜変形をもたらした外力を代表するものであるかどうかは必ずしも明確ではないが、ここではこの波浪観測期間を約半年間含んでいる浅深測量結果、すなわち1981年7月の資料を比較することによって検討するとともに、黒瀬川河口右岸の離岸堤築造後の水深6mの等深線の前進・後退から沿岸漂砂の堆積および侵食を考えて考察する。

図-4.4.43は波浪エネルギーフラックスおよび6m等深線の測点からの位置の沿岸方向分布を示したものであって、その傾向は比較的によく一致する。すなわち、測点No.10からNo.11および測点No.8付近では漂砂が堆積

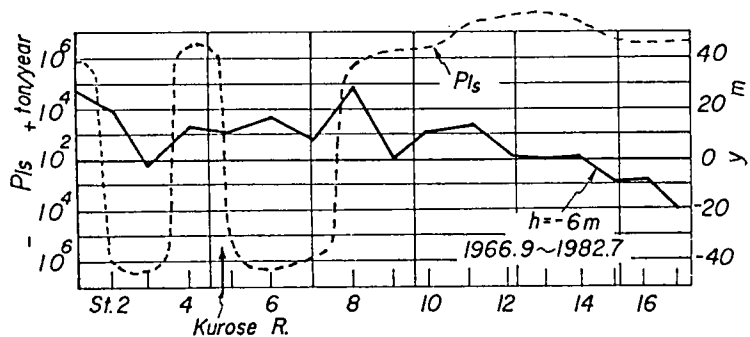


図-4.4.43 波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布と6m等深線の変化

して、離岸堤築造後には等深線が沖方向へ移動している。また、波浪エネルギーフラックスの分布もこの付近で、西向き成分が急減あるいは東向きおよび西向きが重なりあうところとなり、両者の傾向が一致している。しかし、片貝川河口に近い測点No.2からNo.4は片貝川河口砂州の消長に影響される領域であって複雑な分布となっている。

また、深浅測量は沿岸方向に約300m間隔で行われており、それから求めた1981年7月および1982年7月の測点No.9およびNo.6の海浜断面面積の比較から沿岸漂砂量を算定したが、両測点の沖合300m～500mのところで海浜断面面積の変化はほぼゼロとなっている。この断面面積の変化がゼロになるところまでの変化量は、測点No.9では $-28\text{ m}^3/\text{year}$ であり、測点No.6では $+138\text{ m}^3/\text{year}$ である。また、波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布から、その方向が変化する位置は測点No.6よりほぼ25m西側であることがわかり、測点No.9から測点No.6+25mまでの325mの範囲に沿岸漂砂が堆積するものとして、沿岸漂砂量を求めると $Q_x = 20,800\text{ m}^3/\text{year}$ となる。この値は、前述の宮崎漁港周辺の堆積土砂量から推定した年平均の沿岸漂砂量と比較して、ほぼ同程度となっているが、石田海岸は黒部川と片貝川の漂砂源の中間にあることや海浜地形の特徴、波浪特性などから考えて推定量が過大であると思われる。これは深浅測量の測線間隔や精度とも関係し、海底の微地形が詳細につかめていないことに原因するものといえよう。

#### 4.4.4 宮崎漁港東海岸における海浜変形の予測

前述したように宮崎漁港および市振漁港のそれぞれの東防波堤の築造と延長に伴って、それらの東側の海岸では汀線が前進し、西側では後退する。これらの海岸構造物の設置以外には、海浜過程を大きく左右する自然環境の変化がないことから、この海浜変形は両漁港の東防波堤による西向きの沿岸漂砂の阻止に起因すると考えてよい。したがって、汀線測量と空中写真に基づく汀線の前進・後退速度の経年変化に関する考察をするために、1次元解析法(one-line theory)を適用して求めた長期的な海浜変形を予測した著者ら<sup>40)</sup>の結果を引用して考察する。

##### (1) 波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布特性

前述した宮崎海岸の沿岸方向の波浪エネルギーフラックスの分布特性からこの海岸の波向別の定性的な海浜の変形の特性を検討しよう。

すでに外力の特性の考察で明らかにしたように、宮崎海岸に來襲する高波浪の主たる波向は冬期波浪によるNNE～NE方向であり、これについて、同時期のNW～NNW方向である。これらは冬期に低気圧が発達しながら日本海を東進する過程で発生する波浪であり、波向は一般にWからE方向へ順次変化していく。ただし、波向および周期は波向がWからE方向へ変化する過程で、一度減少するのが特徴であって、その後、突然両者とも大きくなり、これが寄廻り波と呼ばれるものである。

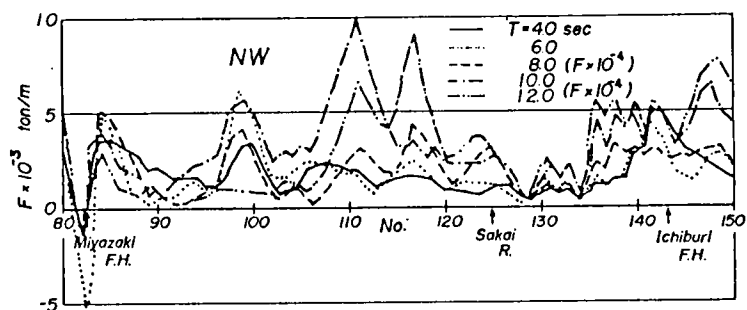
さて、図-4.4.44は、それぞれ16方位に分割した波向のNWからNE方向までの波浪のエネルギーフラックスの分布で、正の値はエネルギーフラックスが東向であり、図中に示した波浪が1時間來襲した場合に相当している。これから、波向別の海浜変形の特性を考察すると、次のようである。

1) NW方向：この波浪によって宮崎海岸では、エネルギーフラックスがすべて東向であることが示さ

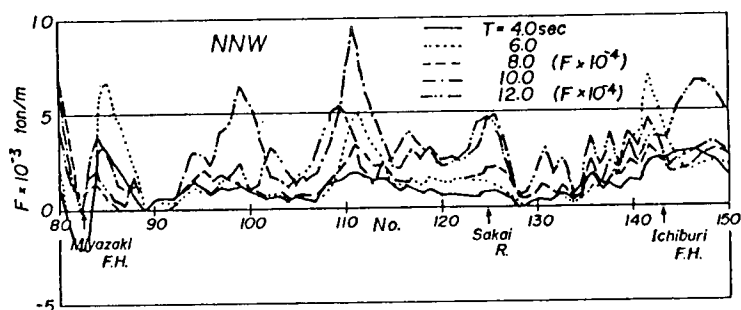
れる。つぎに、いずれの周期についても、宮崎漁港から東側1km付近までは堆積傾向となり、境川河口から市振漁港間では侵食傾向となる。また、その途中の海岸では、周期が長くなるに従って、侵食・堆積域はより顕著になり、海底地形の屈曲に応じて特徴のある堆積・侵食域が見出されるが、現在、侵食が進行しつつある境川河口左岸から西へ1km付近までは、計算結果はむしろ堆積傾向を示しているのので、この方向からの波浪は長期的な海浜変形にさほど大きく寄与していないと思われる。

2) NNW方向：宮崎漁港の東側および境川河口から市振漁港間の海岸では、NW方向の波浪の場合と同じ傾向が見出される。ただし、周期が長くなると、境川河口左岸付近は侵食傾向を示し、現在の海浜変形の現状とある程度対応するようである。

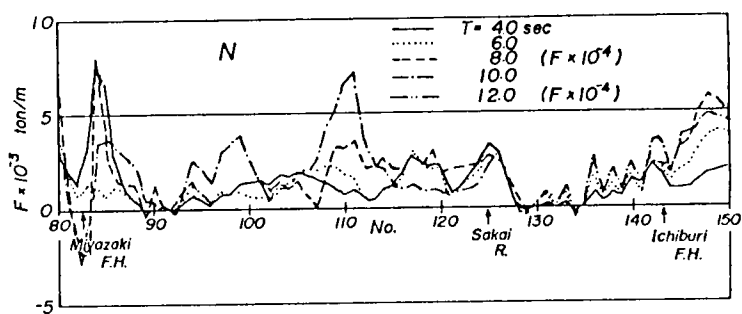
3) N方向：周期が長くなるにつれて、NW方向からの波の場合と同様の特性を示すようであるが、境川の左岸付近は侵食傾向となる。ただし、この方向からの波の出現頻度は、そのほかの波向に比べてあまり大きくないので、海浜変形への寄与は少ないであろう。



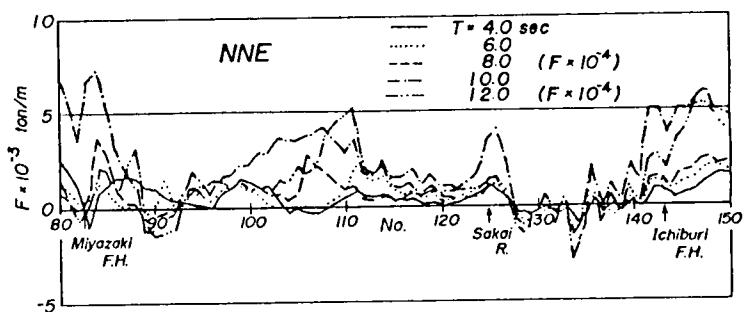
(a) 波向NWの場合



(b) 波向NNWの場合



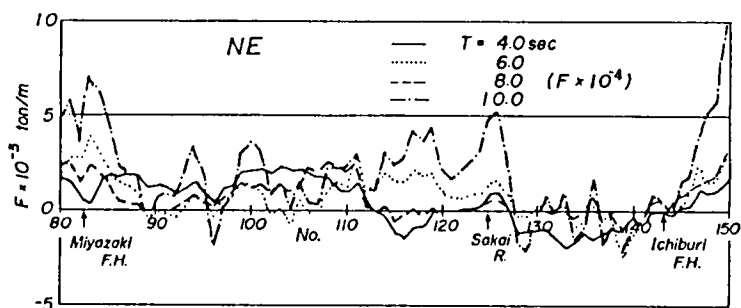
(c) 波向Nの場合



(d) 波向NNEの場合

図-4.4.44 宮崎海岸における波向別波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布 (1)

4) NNE方向：宮崎海岸で部分的に西向のエネルギーフラックスが発生し、周期が長くなるにつれて、その特性が明らかになるようである。すなわち、宮崎漁港の東1km付近で、エネルギーフラックスの方向が逆転するので、この付近が侵食されること、および境川河口から市振漁港間で



(e) 波向NEの場合

図-4.4.44 宮崎海岸における波向別波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布 (2)

は、局所的にエネルギーフラックスの値と方向が急変するので、それに伴って底質の運動も活発になることが考えられる。

5) NE方向：NNE方向とともに、この方向からの周期の長い波浪は、寄廻り波として、宮崎海岸の海浜過程に大きく支配していると考えられる。たとえば、周期10 sec程度の波浪が来襲すると、宮崎漁港の東1.5km付近でエネルギーフラックスの方向が逆転し、侵食が顕著になると考えられ、境川の左岸側でも侵食傾向が見られる。また、境川河口と市振漁港間では、市振漁港に接続する西海岸で西向のエネルギーフラックスが発生し、境川の河口に近づくにつれて、その方向が激しく変化することがわかる。

以上の結果は、定性的な特徴を示すにとどまるので、さらにそれぞれの波浪の出現頻度を考慮して定量的に検討しなければならないことはいうまでもないが、冬期のNW～NNWおよびNNE～NE方向からの波浪による宮崎海岸の海浜変形の特徴がかなり明らかになったと考えられよう。

## (2) 海浜変形の長期予測

ここでは、まず宮崎海岸の汀線測量結果および空中写真に基づく汀線の前進・後退速度の経年的な変化から、この海岸の海浜変形の長期予測を行い、ついで1次元解析法を適用して考察する。ただし、後者においては、建設省の田中波浪観測所における1965～1967年および1975～1977年の波浪観測資料を用いたが、いずれもかなりの欠測があり、通算すれば前者は598日、後者は544日分の資料しかなく、当然のことながら短期的な変動が含まれているので、長期予測に用いるには必ずしも十分でない。

さて、図-4.4.45は市振漁港の東防波堤の築造・延長の前後で、宮崎海岸の汀線の前進・後退速度がどのように変化したかを示すものである。なお、図-4.4.11(a)からわかるように、市振漁港の東防波堤の築造は1965年から行われてきたので、実線で示した期間の資料にはこの影響が若干含まれ、市振漁港の東側で汀線が前進し、西側で後退する現象が見出される。この図から、市振漁港の修築前には全般的に海浜はむしろ平衡状態にあり、ただ宮崎海岸の東海岸で、境川からの流送土砂および市振漁港を通る西向きの沿岸漂砂が堆積し、汀線の顕著な前進が認められる。一方、市振漁港の東防波堤の築造、延長に伴って、西向きの沿岸漂砂が阻止され、東側で汀線が大きく前進し、西側で後退するとともに、

現在この侵食が境川河口約1km西の地点にまで及んでいることがわかる。宮崎漁港の東海岸では、汀線の前進傾向は明らかではなく、この理由として、市振漁港方面からの沿岸漂砂の供給がほぼ消滅していることのほか、1966年に東防波堤が一応完成したあと、図-4.4.10からわかるように、汀線

の前進に寄与する漂砂がこの付近で飽和状態になっていることが挙げられる。その場合、図-4.4.22に示すように、沿岸漂砂の一部はこの海岸の沖に堆積し、残りは東防波堤の先端を横切って西方向に移動して、図-4.4.46の侵食・堆積図のように漁港埋没の原因にもなっている。このような状況下では、W方向から高波浪が来襲すると、東向きの沿岸漂砂は東防波堤で阻止されるので、東海岸から新たに東向きの沿岸漂砂が一時的に発生し、この付近の汀線は後退すると考えられる。しかし、寄廻り波などのE方向からの波浪による西向きの沿岸漂砂が埋め戻しをするので、この付近の汀線は前進・後退を繰り返すようである。また、汀線の後退の原因として砂利採取の影響も考えられる。宮崎振興株式会社の資料によれば、1959年～1980年にかけての漁港東海岸における砂利採取量は図-4.4.47のようになっており、年平均7,400m<sup>3</sup>になることがわかる。前述したような理由から、もはやこれ以上汀線が前進することが困難な状況下では、年間推定漂砂量の1/2～1/3程度に相当する砂利採取が前浜あるいは後浜で行われれば、一時的に汀線は後退すると考えられる。

図-4.4.48は汀線の前進・後退速度の経年変化を表す。なお、対象とした区間は、市振・宮崎両漁港周辺の500mの範囲である。これから、1960年～1965年の市振漁港の東防波堤の築造と相前後して、この東側で汀線が前進し、西側で後退することが認められる。また、近年における市振漁港西側の汀線後退速度の低減化傾向は、東防波堤によって、この付近が寄廻り波などのE方向からの波浪の遮

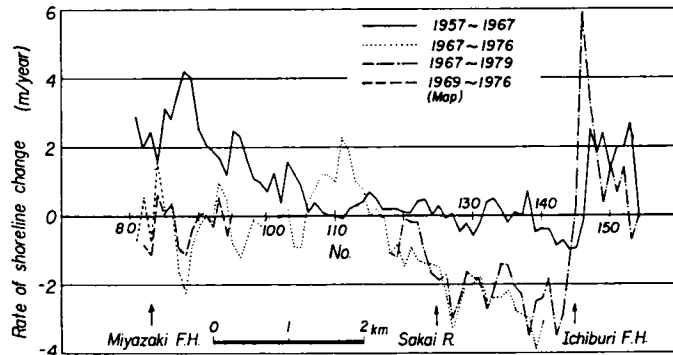
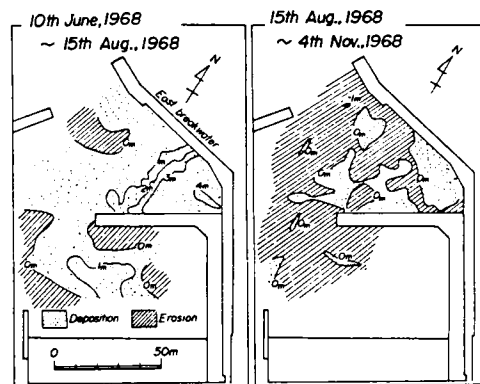
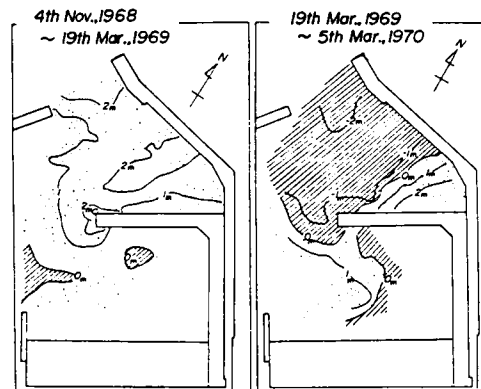


図-4.4.45 市振漁港修築に伴う汀線変化速度



(a)



(b)

図-4.4.46 宮崎漁港内の侵食・堆積領域図



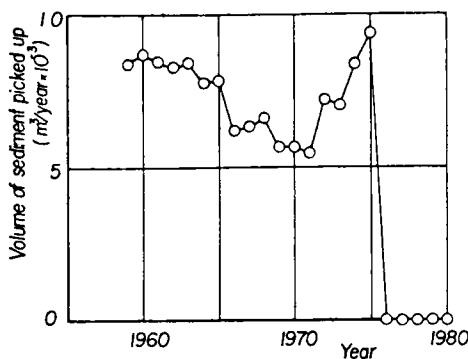


図 - 4.4.47 宮崎海岸における砂利採取量の経年変化

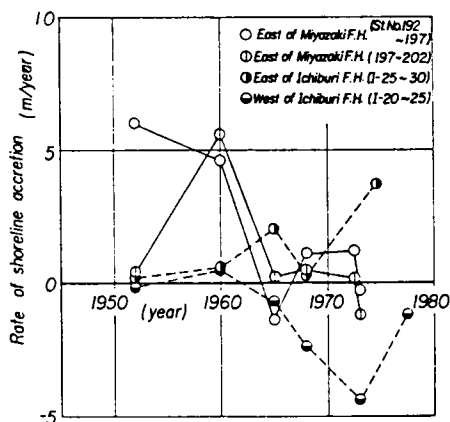
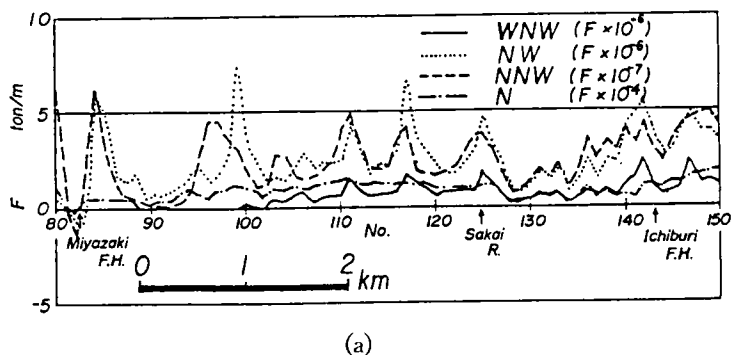


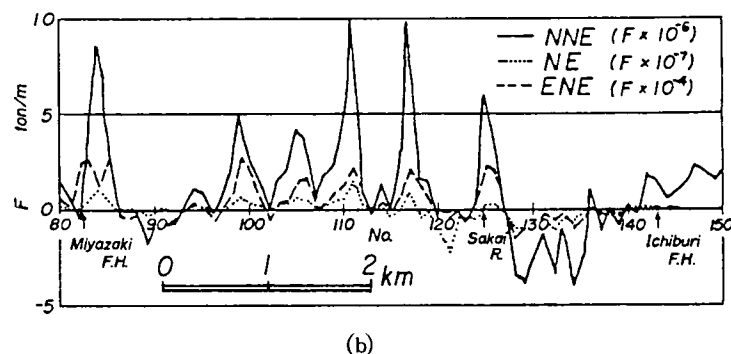
図 - 4.4.48 市振および宮崎漁港東海岸における汀線変化速度の経年変化

閉領域になり、回折波しか侵入しないことによると考えられる。さらに、1965年以後、宮崎漁港の東海岸で汀線の小規模な前進・後退がみられるのは、短期的な高波浪によって一時的にこの付近の海底地形が変動することに起因していると推定される。

つぎに、1次元解析法の適用による海浜変形の予測を試みよう。この場合、波向はすべて逆屈折図を用いて沖波の波向として修正した値を使用した。また、計算に用いた深浅測量図は、水深20m以浅は1977年に実施した深浅測量の結果を用い、それより深い部分は1973年発行の海図から作成したものである。



(a)



(b)

図 - 4.4.49 波向別全波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布

図 - 4.4.49は、1965年から1967年に至る波向別の沿岸方向の全エネルギーフラックスの分布を表す。ただし、図中に示した波向は便宜上、田中波浪観測所におけるもので示してある。これから、エネルギーフラックスはNWおよびNNE方向からの波浪によるものが最も支配的で、NNWとNE方向のものがこれにつづき、これらのほかの方向からのものはかなり小さいことが見出される。

つぎに、図 - 4.4.50は年間の沿岸方向の波浪のエネルギーフラックスの分布を示す。この図から、

解析に用いた波浪資料からは、これらの期間では、沖波でNW方向の波浪が卓越することがわかる。しかし、宮崎海岸の沖では、幾つかの洋谷があって海底地形が複雑であるため、波浪のエネルギーフラックスの大きさと方向が複雑に変化する。とくに波浪の集中するところでは、沿岸漂砂の一部が沖方向漂砂となって流失する可能性も大きく、これらにに応じて汀線が波状に変化すると考えられる。

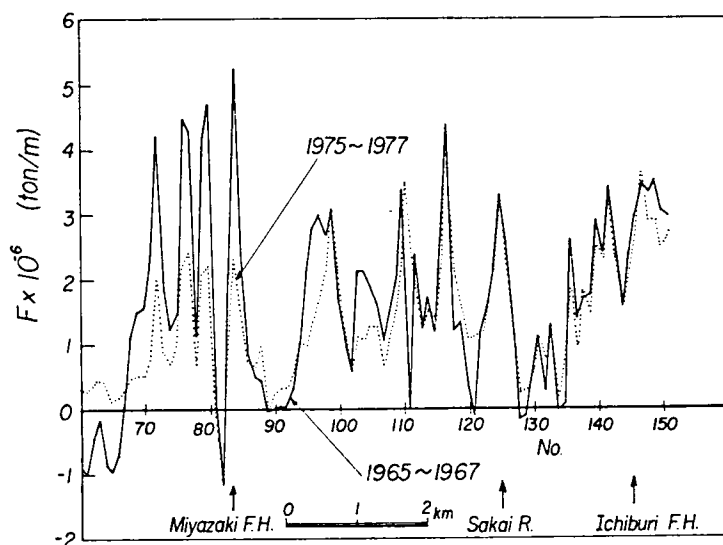


図-4.4.50 年間の波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布

図-4.4.51は、1965年～1967年および1975年～1977年の両期間の波浪資料を用いて、年当りの汀線の前進あるいは後退速度を求めたものである。ただし、海浜変形の境界条件および漂砂の移動限界水深はつぎのように与えた。すなわち、境界条件として、まず宮崎漁港における沿岸漂砂量は防波堤によって阻止されているので、沿岸漂砂量をゼロとしたほか、つぎの2つのケースについて計算することにした。

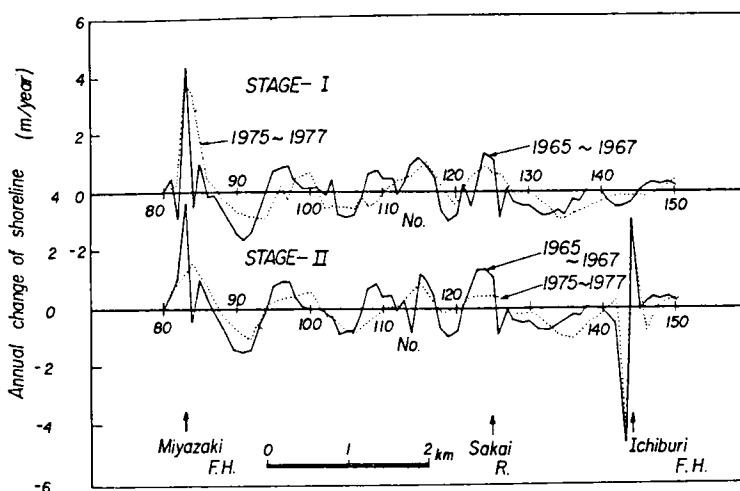


図-4.4.51 宮崎海岸における汀線変化量の予測

STAGE-I：市振漁港東防波堤築造前であって、この付近の沿岸漂砂量と境川の流送土砂量の和は宮崎漁港東防波堤東側の年間平均堆積量約  $25,000 \text{ m}^3$  に等しいとするものである。

STAGE-II：市振漁港東防波堤によって、沿岸漂砂が完全に阻止され、東防波堤を越えるその量はゼロとなるが、下手側海岸の沿岸漂砂量については変化せず、宮崎海岸に供給されるものとする。また、移動限界水深  $h_k$  は、宮崎海岸における海浜断面の経年変化から、約  $14 \text{ m}$  という値が示され、隣接の下新川海岸における汀線の移動量と侵食量との関係からは、約  $5.5 \text{ m}$  であると推定されているので、一応  $5 \text{ m} \leq h_k \leq 15 \text{ m}$  の範囲で  $1 \text{ m}$  おきに計算し、一番よく適合する値を選んだところ  $h_k \div 7 \text{ m}$  となっ

た。もちろん、移動限界水深が変化しても、汀線の前進・後退の全体的なパターンが変化しないことはいうまでもない。なお、海浜変形の全般的な特性を見出すために、エネルギーフラックスは500 mの区間について、Simpson公式による平均値を用いることにし、さらに沿岸漂砂量の微分値の計算に当たっては、各地点で算出された沿岸漂砂量の5地点の移動平均値を用いた。

さて、図中に示した計算結果から、つぎのような海浜変形の特性が見出される。すなわち、市振漁港より沿岸漂砂の供給があったSTAGE-Iでは、いずれの期間の波浪資料を用いても、宮崎漁港東側で汀線が前進し、この付近から境川河口付近までは汀線の前進・後退が繰り返され、明らかな傾向が認められない。しかし、さらに東進して、市振漁港の西側に至る約2.5 kmの海岸では、汀線が後退し、この港の東側では若干前進することがわかる。一方、市振漁港の東防波堤によって西向きの沿岸漂砂が阻止されたとしたSTAGE-IIでは、その東・西側の海岸では汀線の前進・後退が認められることを除いて、STAGE-Iとほぼ同じ傾向を示す。とくに、図-4.4.45からわかるように、市振漁港と境川河口間の汀線は急激に後退しているのに対して、市振漁港の西側の汀線の後退速度は実測値とかなりよい一致を示すが、侵食範囲とその傾向について必ずしも十分予測しているとはいえない。この理由として、計算に用いた波浪資料が十分長期間のものでないことや、海底地形が比較的近年のものであり、かつ短期的な波浪条件に左右されていることなどが考えられる。それゆえ、1次元解析法によって長期的な海浜変形の予測を行う場合には、防波堤の回折効果や不規則波の取り扱いを導入するほか、適当な時間にわたる平均の海底地形を用いて計算するか、あるいは海底地形の変化を導入して計算する必要があるだろう。さらに、計算結果からは、宮崎漁港から境川河口までの海岸で cusp の形成が推察されるが、これに最大砂礫の粒径の沿岸方向分布の波状性がある程度対応しているようである。

#### 4.4.5 黒部海岸における海浜変形の予測

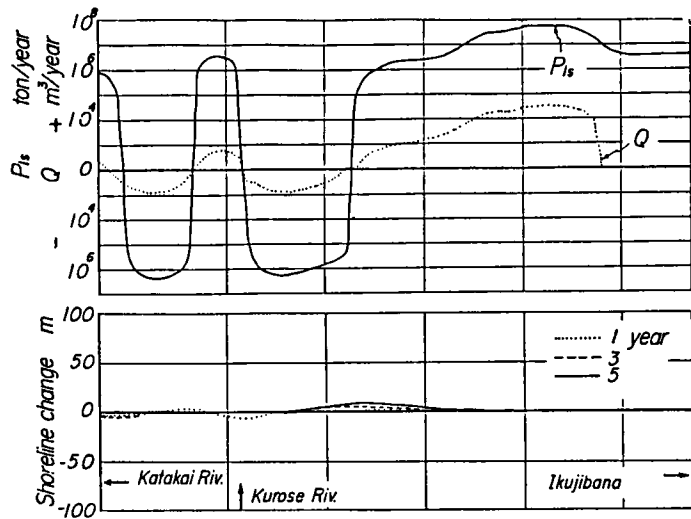
前述したように、黒部漁港から片貝川に至る範囲の深浅測量結果から、4年間ごとに平均して片貝川河口右岸石田海岸における沿岸漂砂量を求めると約 $4,000 \text{ m}^3/\text{year}$ 程度と推定された。ここでは、この推定した沿岸漂砂量と1982年1月から12月に至る1年間の波浪資料から計算された波浪エネルギーフラックスを用いて、この海岸の海浜変形の数値計算結果について述べる。なお、この場合、波浪資料は1年間であるが、この来襲波浪の傾向が長期的にも継続するものとして、5年にわたってくり返し計算を行い、海浜変形、すなわち汀線変化の長期的傾向を検討することにした。また、この数値計算では、富山湾における波浪の経時的な波向を考慮して、WNW方向からしだいにN方向に波向を変化させて行っている。

波浪が1年から5年くり返して来襲した時の汀線変化を図-4.4.52に示す。なお、図中の波浪エネルギーフラックスは年平均のものを示してある。汀線の変化は測点No.8からNo.9付近で若干の堆積が見られるものの、その5年間で約10 m程度の汀線前進を示すのみで現地形で平衡状態に達していることが確認される。また、No.5付近の黒瀬川河口付近で侵食が見られるが、それも10 m程度で、しかも平衡状態となっているようであって、これは図-4.4.18に示した1966年9月から1972年7月までの汀線変化とほぼ対応しており、ここで用いた $4,000 \text{ m}^3/\text{year}$ と推定した沿岸漂砂量は多少大きいとも言える

が、よく現状の汀線形状を表わしているといえよう。

また、黒瀬川より西側の測点No. 3 から4 付近の汀線前進はほぼ5 m程度で平衡状態となっており、片貝川からの大量の流送土砂や海岸構造物の築造がなければ、比較的海浜変形が生じないことを示しているといえよう。

以上、開漂砂海岸のうち、侵食型海岸の事例として富山県下新川海岸の海岸地形の変遷とその変動を詳細に検討したが、この海岸は来襲波浪の特性との関係から、沿



図－4.4.52 波浪エネルギーフラックスと汀線変化予測の沿岸方向分布

岸漂砂の主方向は東から西向きであることが結論された。さらに、この漂砂海岸に宮崎漁港が築造され、その東防波堤の延長によって沿岸漂砂が阻止されてきたために、これら漁港築造前までの海岸土砂収支の状態が著しく変化してきている。すなわち、上手側からの漂砂の供給がほとんど絶れたことによって、下手側海岸の侵食が急激に増大し、それによる海岸の変遷を明らかにすることができた。また、この海岸の侵食土砂は、沿岸漂砂の下手側にあたる黒部川河口右岸の海岸線近くまで迫る洋谷へ、黒部川以西においても黒部漁港や片貝川河口沖合の洋谷へと落込んでいるものと考えられ、Inman<sup>41)</sup>によって指摘された図－3.3.1の Santa Barbara から San Diego 海岸にかけて見られる漂砂系における沿岸漂砂の終末と同じ結果となっているといえよう。さらに、下新川海岸は4.3において述べた直江津西海岸のように侵食土砂が下手側海岸に堆積する現象が一部区域を除いて見られず、海岸は恒常的に侵食される傾向にあるのが現状であり、海岸土砂収支のバランスが完全にくずれ、沿岸漂砂の動態から考えて侵食型開漂砂海岸の典型的な事例であることが再確認される。

#### 4.5 結 語

以上、4.において、砂浜海岸の特性から、閉漂砂海岸、擬閉漂砂海岸および開漂砂海岸の3つに分類した海岸について、それぞれに対応する実際海岸をとりあげ、実証的にそれらの海岸の変遷と変動の実態を明らかにしたが、得られた主要な結果は次のように要約される。

まず、4.1では、わが国の海岸侵食は主として河川からの流送土砂の変化と海岸・港湾構造物の築造による漂砂源の変化によるものであって、最近では海岸侵食の防止のみならず、自然環境の保全を重視した海岸保全の方策として、外力に対して柔軟性のある対応ができるような、いわゆる面的防護方式へと海岸保全工法の考え方が変わってきたことを述べ、前章で提案した漂砂の動態に基づく海岸地形の分類、すなわち閉漂砂海岸、擬閉漂砂海岸および開漂砂海岸の具体例をあげ、それぞれの海岸について長期間

における海岸地形の変遷と変動の実態を明らかにすることの必要性を示した。

4.2 では、3つに分類した砂浜海岸のうち、閉漂砂海岸として和歌山県白良浜、山口県室積海岸および琵琶湖西岸と萩の浜をとりあげ、それぞれの海岸の変遷と変動の実態について現地調査結果に基づいて詳細に論じた。白良浜は主たる漂砂源のない典型的なポケットビーチであり、来襲波浪の季節的な波向変化に対応して、汀線変化が場所的に、また季節的に生じ、これに対して底質特性も変化する。とくに、その沿岸方向分布は波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布とよく対応して、砂浜の両端に向って波浪エネルギーフラックスも、また底質粒径も減少し、前者は、砂浜の両端でほとんどゼロとなり、海岸土砂収支の観点から、比較的安定した砂浜海岸であることを明らかにした。一方、室積海岸は漂砂源が隣接する河川の河口部の埋立によって消滅した海岸であるが、埋立前に形成されていた海底地形がそのまま維持され、底質特性の分布および波浪エネルギーフラックスの沿岸分布特性からも、一般に閉漂砂海岸で見られるように、その粒径も浜の中央部から両端部に向って減少し、旧来の室積海岸の北半分が埋立によって消失したにもかかわらず、南半分が閉漂砂海岸として比較的安定な海岸となっていることを見出した。さらに、琵琶湖西岸の萩の浜は通常の海岸と相違して、漂砂の保存系と考えられる琵琶湖に属し、その中で1つの砂浜として漂砂系を形成しているところである。琵琶湖西岸は通常の海岸に比べて、来襲波浪の年平均エネルギーフラックスの大きさが2オーダー程度小さいために、河川からの流送土砂は沿岸漂砂として活発に移動せず、大粒径の底質が河川の河口部付近に堆積し、背後地の地形特性および地質構造に支配された湖岸地形となり、これに波浪が作用して砂浜が形成されたものと考えられる。また、湖岸各地に葦地があるが、これは沿岸漂砂の不活発なところに存在しており、萩の浜では湖岸のほぼ中央部がこれに対応している。この付近は、長期間にわたって湖岸線がしだいに前進してきたところにあたり、このことは波浪エネルギーフラックスの沿岸方向分布特性からも、漂砂の堆積個所としてよく理解される。しかし、萩の浜のように、来襲波浪の年平均エネルギーフラックスが小さなところでは、小規模な人工構造物の築造が、来襲頻度の小さな高波浪によって砂浜を変形させ、通常の外力によってそれが現状に回復するにはかなりの期間を必要とすることがわかった。このことからすれば、萩の浜は回復力の小さな海浜といえよう。

これら閉漂砂海岸は、比較的安定した海岸であるが、長期的な変化の卓越した海岸と短期的な変動の卓越した海岸に分けることができる。例えば、来襲波浪の波向の季節変化に伴って、海浜の両端部の汀線は前進、または後退するが、海浜全体としては長期的に安定している場合と沿岸漂砂は活発ではないが、長年月の間にしだいに砂浜の中央部の汀線が徐々に前進する海浜とがある。これら閉漂砂海岸が漂砂源の存在しないか、あるいは消滅した海岸であるにもかかわらず、比較的安定な海岸であることは、海岸の両端にあるヘッドランドが来襲波浪の遮閉と沿岸漂砂を規定して、海浜の形成を大きく支配していることに原因することを明らかにした。

4.3 では、擬閉漂砂海岸の変遷とその変動の実態を調べるために、新潟県直江津・大潟海岸をとりあげ、江戸時代中期の海岸侵食と人間活動の変遷につづいて、近年における直江津港修築に伴う海岸地形の変化を明らかにした。とくに、直江津港の修築に伴って、この海岸は直江津港の東西海岸に分断されたが、それ以後その性格を異にしている。直江津港西海岸では、港の西防波堤による反射波によって来襲波浪

特性が変り、従来と全く逆方向の西向きの沿岸流が発生するようになり、それによる沿岸漂砂によって、港付近の海岸侵食が急速に加速されてきた。これに反して、この侵食土砂は従来岩石海岸であった西側海岸に堆積し、現在場所によっては約 100 m 以上にも及ぶ汀線の前進をもたらしている。また、直江津港の東海岸では、西防波堤によって沿岸漂砂が阻止されたことに加えて、防波堤先端からの回折波の発生による外力特性の変化によって、しだいに侵食性海岸となり、その侵食領域は東へ移動してきている。つまり、直江津港の修築以前は広域的な 1 つの漂砂系を形成していた海岸であったが、最近では場所的に海岸土砂収支の均衡、または不均衡の場所が顕在化し、閉漂砂海岸および開漂砂海岸の両者の性格をもった海岸へと変化してきていることがわかった。このように、擬閉漂砂海岸では、1 つの漂砂系海岸として比較的安定であった海岸が、港湾構造物などによる人為的な海岸土砂収支の不均衡によって、その変遷に加えて、著しく変動し、海岸の基本的な特性をも変えてしまっている実態を明らかにすることができた。

4.4 では、海岸土砂収支の観点において、一方向への沿岸漂砂が存在し、対象とする海域から土砂が流失してしまうか、あるいは海域への供給土砂が堆積する開漂砂海岸の実例のうち、宿命的に侵食の著しい富山県下新川海岸の変遷とその変動について考察し、その実態から開漂砂海岸の変遷と変動の特性を究明した。下新川海岸では、古くより寄廻り波と呼ばれる富山湾特有のうねり性の波浪と海岸地形の特性に起因する海岸侵食に加えて、最近では沿岸漂砂の上手側に数多くの漁港が築造され、1 つの漂砂系が寸断されたうえに、砂浜の狭小化に伴って海岸堤防などによる反射波の発生によって、侵食が著しく助長されてきている。すなわち、海岸侵食によって失われた土地は「海成り」と呼ばれたが、地籍図の検討からも現在海中に没している耕地割の実態を明らかにすることができた。この耕地割は、下新川海岸のうち、とくに海浜近くが平坦で、田畑の広がる笹川河口付近から片貝川河口までの沿岸部一帯で見られたが、そのうち吉原地区では、古くより波浪災害、すなわち海岸侵食によって海浜近くの家屋がしだいに内陸側へ移転し、また、歴史的に見ても沿岸の各集落には、波浪災害を伝える口碑伝説や江戸時代の北陸道の欠壊と内陸側への新道の再建など、海岸侵食による災害の記録が数多く残されている。これらの資料から、この海岸では、古くより地形的および来襲波浪の特性から著しい海岸侵食が余儀なくされてきたこと、およびそれに伴う人間活動の経過、とくに海岸に来襲する強大な波浪エネルギーに対して、その防災対策もなく毎年のように災害に脅かされ、海岸侵食によって住民生活の基盤が失われてきた実態を明らかにすることができた。

また、近年では、沿岸漂砂を阻止するような海岸構造物が各地に築造され、それに伴ってその下手側にある砂浜海岸の狭小化に伴い海岸堤防などの前面における洗掘が生じ、これらが海岸侵食を大きく助長してきている。この海岸の沿岸漂砂の主方向は、東から西向きであって、宮崎漁港の修築に伴い沿岸漂砂が阻止され、その東海岸では堆積性、西海岸では侵食性海岸の様相を示し、防波堤の延長に伴う東西両海岸における汀線変化を示して、構造物の築造が海岸変形に及ぼす影響を明らかにした。しかし、最近では、宮崎漁港よりもさらに上手側に市振漁港が築造されたが、これまで堆積性海岸であった宮崎漁港東海岸は、両漁港周辺における地形的特性とそれらの経過の類似性から、侵食性海岸へと変りつつあることを明らかにした。黒部川から片貝川河口までの海岸は、その領域で 1 つの開漂砂系を

形成し、沿岸漂砂の方向も東から西へ向っているものの、黒部川以東の海岸に比べて波浪特性が相違するため、沿岸漂砂量の比較的少ない海岸となっていることを明らかにするとともに、現在下新川海岸における唯一ともいふべき砂浜海岸が残された領域であることを示した。このように、歴史的に見ても沿岸漂砂の著しい侵食海岸に、最近、人間生活の利便施設として各種構造を築造したことが漂砂の連続性を絶ち、海岸侵食を助長してきた原因の1つであることを明らかにすることができた。

以上のことから、わが国各地の侵食海岸のうちでも下新川海岸は、侵食型開漂砂海岸の典型であると結論づけられ、その変遷はほとんど一方向的であり、また沿岸漂砂の不均衡によって著しく変動することがわかった。

以上、4.では、漂砂の動態に基づいて3つに分類した海岸、すなわち閉漂砂海岸、擬閉漂砂海岸および開漂砂海岸について、それぞれに対応した実際海岸を事例として、現地調査から、それらの海岸地形の変遷とその変動の実態を実証的に究明し、その特性を明らかにした。

## 参 考 文 献

- 1) 田中則男：汀線変化の変遷，1978年度水工学に関する夏期研修会講義集，土木学会水理委員会，1978，pp. B-4-1～B-4-21.
- 2) 大河原 満：海岸事業の課題と展望，海岸，23，1983，pp. 1-7.
- 3) 建設省北陸地方建設局河川部，黒部工事事務所：沿岸漂砂の連続性確保のための方策について——下新川海岸を例として——，海岸，24，1984，pp. 116-125.
- 4) 建設省中部地方建設局河川部，静岡工事事務所：沿岸漂砂の連続性確保のための方策について——駿河海岸を例として——，海岸，24，1984，pp. 126-132.
- 5) 財団法人防災研究協会：白良浜の海浜過程に関する調査研究，昭和57年3月，pp. 1-15.
- 6) 土屋義人・河口恵昭その他：白良浜の海浜過程について，第23回海岸工学講演会論文集，1976，pp. 343-348.
- 7) 松下 進：日本地方地質誌近畿地方，増補版，朝倉書店，1962，pp. 209-215.
- 8) 和歌山県：白浜海岸測量調査委託業務報告書，1981.
- 9) 和歌山県：白浜地区海岸調査資料，昭56，昭57.
- 10) 財団法人防災研究協会：室積海岸の将来予測とその対策，昭和54年7月，p. 93.
- 11) 小林貞一：日本地方地質誌中国地方，増補版，朝倉書店，1965，pp. 85-93.
- 12) Wiegel, R.L. : Oceanographical Engineering, Prentice Hall, 1964, p. 357.
- 13) 池田 碩その他：滋賀県の自然——近江盆地の地形——，財団法人滋賀県自然保護財団，1979，pp. 1-12.
- 14) 岩垣雄一・土屋義人その他：琵琶湖における波浪観測について，京都大学防災研究所年報，第19号B-2，1976，pp. 361-379.
- 15) Bascom, W.N. : The relationship between sand size and beach face slope, Trans. AGU, Vol. 32, No 6, 1951, pp. 866-874.

- 16) 滋賀大学湖沼研究所編：びわ湖，Ⅰ 自然をさぐる，三共出版K.K.，1974，pp. 2 - 39.
- 17) 福田 徹：安曇川下流域における条里制の復元，人文地理，26(3)，1974，pp. 1 - 28.
- 18) 滋賀県安曇川文化芸術会館：湖西の文化財シリーズ第1回展 —— 湖西の古絵図 —— ，パンフレット，1981.
- 19) 土屋義人・河田恵昭・芝野照夫・山下隆男：琵琶湖岸，萩の浜の海浜過程に関する研究，京都大学防災研究所年報，第27号B-2，1989，pp. 641 - 681.
- 20) 高田平原団体研究グループ：高田平原北部の第四系 —— 高田平原の団体研究・そのⅤ —— ，新潟大学教育学部高田分校研究紀要，第9号，1965，pp. 143 - 173.
- 21) 新潟県土木部：直江津港水理模型実験報告書，1966.
- 22) 新潟県中頸城郡直江津町：直江津町史，1954，pp. 383 - 432.
- 23) 鈴木 稔：直江津港変遷図及深浅図，1952.
- 24) 直江津の歴史編集委員会：直江津の歴史，直江津市教育委員会，1971，p. 227.
- 25) 田中則男・小笹博昭・小笠原 昭：海浜変形調査資料(第1報) —— 航空写真による汀線変化の解析(東日本編) —— ，港湾技研資料，No.163，1973. pp. 75 - 93.
- 26) 白井 亨・土屋義人：大潟海岸の漂砂について，第28回海岸工学講演会論文集，1981，pp. 251 - 255.
- 27) Komar, P.D.: Beach sand transport; distribution and total drift, Proc. ASCE, Vol. 103, No. WW 2, 1977, pp. 225 - 239.
- 28) 富山県海岸対策協議会：富山湾海岸侵蝕調査報告書，1952，pp. 303.
- 29) 建設省黒部工事事務所：富山湾沿岸下新川海岸調査報告書(昭和32年度)，1958，p. 193，(昭和32～36年度)，1963，p. 195，(昭和37～42年度)，1969，p. 203.
- 30) 国立防災科学技術センター：富山湾海岸侵食に関する研究(第1報)，防災科学技術総合研究報告，第25号，1971，pp. 1 - 95.
- 31) 吉川虎雄：黒部川扇状地の海岸欠損調査，富山湾海岸侵蝕調査報告書，1952，pp. 162 - 174.
- 32) 田山利三郎・佐野義久：富山湾の海底地形と底質の調査の一部，富山湾海岸侵蝕調査報告書，1952，pp. 54 - 104.
- 33) 奥田新作：富山県東部の海岸侵食，富山県地学地理学研究論集，1970，pp. 59 - 66.
- 34) 豊島 修：防波堤と汀線変化の関係について，海岸，1967，pp. 33 - 40.
- 35) 菅原輝男・山本正昭・影山智将：市振漁港海岸の漂砂移動について，第26回海岸工学講演会論文集，1979，pp. 262 - 266.
- 36) 土屋義人：海岸線を守る技術とその考え方，主として海岸侵食対策について，土木学会誌，1980，No.2，pp. 3 - 8.
- 37) Handin, J.W.: The geological aspects of coastal engineering, Proc. 1st Conf. on Coastal Engg., 1950，pp. 133 - 136.
- 38) 佐藤昭二・入江 功・堀江 毅：富山湾における漂砂源と卓越方向について，第17回海岸工学講



演会論文集, 1970, pp. 297 - 303.

- 39) 岡本隆一・小島圭二・椎葉元則: 富山湾における海岸礫の移動, 第17回海岸工学講演会論文集, 1970, pp. 305 - 309.
- 40) 土屋義人・白井 亨・山口正隆・河田恵昭・芝野照夫・山下隆男・A.R.Syamsudin: 富山県宮崎海岸の海浜過程について, 京都大学防災研究所年報, 第24号, B-2, 1971, pp. 433 - 473.
- 41) Inman, D.L. and J.D. Fautshy: Littoral processes and the development of shoreline, Coastal Engg., Santa Barbara, Specialty Conf., 1965, pp. 511 - 536.

## 5. 結 論

以上、著者は本論文において、漂砂の動態に基づく砂浜海岸の特性とその変遷に関する研究を行い、その成果について述べたが、本章においては、得られた主要な研究成果を要約して、本論文の結論としたい。

まず、1.においては、わが国における海岸侵食とそれに対する方策の現状を概説するとともに、海岸を保全し、よりよい生活基盤を確保するためには、海岸過程とくに砂浜海岸の特性とその変遷と変動の実態を究明し、その将来予測に資する研究が必要であることを述べて、本論文の目的とし、各章の概要を示した。

2.においては、海岸地形の形成に及ぼす外力について、海面変動（潮位変化）と海岸波浪を取りあげ、それらの地域分布および長期変化などについて考察した。すなわち、海岸地形の変化を短期的な変動のみならず、長期的な観点から究明することが重要であるという立場に立って、海岸の前進・後退をもたらす海面変動の長期変化とその地域変化を加えて究明するとともに、来襲波浪について、その地域分布と季節変化を明らかにし、また、高波浪の来襲頻度特性を明らかにするため、波浪災害史および海岸防風林の年輪成長量を指標とした過去の高波浪の来襲頻度の追算を行って、長期間にわたる波浪特性を調べた。その結果、わが国でも諸外国と同様に、最終氷河期以降の平均海面は上昇傾向にあり、これに伴う海岸線の後退が生じてきていることを示した。とくに、最近約 90 年間の潮位観測資料からも、長期的な潮位の上昇傾向が存在することを見出し、とくに大阪港においては地盤沈下を除去して考察した場合、潮位の上昇速度は、年平均約 2 mm に達し、また地盤沈下の影響が大きい新潟市では、この相対的な潮位の上昇が高波浪の来襲と相まって、海岸侵食の主要因となっていたことを明確にした。この地盤と潮位の相対的な変化を地域的に見ると、わが国の主要な内湾では、人為的な影響である地盤沈下に伴う相対的な海面の上昇が著しく、また日本海沿岸の北陸地方では、逆にその低下を示すが、東北太平洋沿岸では 1945 年以降急激な上昇傾向にあることがわかった。

ついで、海岸変形に直接影響する高波浪は、一般に日本海側では冬期季節風時、太平洋側では台風期にその頻度が高くなるが、地域的には、日本海の北陸沿岸から北海道西部沿岸および御前崎以西の太平洋沿岸において、その頻度が高く、高波浪の来襲日数も年間 100 日～150 日にも及ぶことを示した。このような高波浪の来襲によって沿岸部では、甚大な海岸災害が頻発したが、これまで歴史的な資料が数多く残されている日本海側の直江津および下新川海岸における波浪災害の歴史資料から、これら海岸付近の集落の内陸側への移転のみならず、地籍図に記載されている耕地の欠壊や年貢米の割当量の減免など、人間生活を脅かしてきた海岸災害の実態を明らかにすることができた。一方、これらの資料においては、高波浪来襲時の波浪規模の記載はほとんどなく、また波浪観測による結果はたかだか過去 20 年間に限られるので、長期間にわたる高波浪の来襲を検討するために、海岸防風林の年輪成長量を指標として、過去の高波浪の来襲頻度の追算を試みた。波浪の影響を著しく受ける海岸防風林の年輪成長量は、

高波浪の来襲頻度とよい相関を示すことがわかり、これを用いて波浪観測の開始以前における高波浪の来襲状況を推算し、波浪観測の結果と相まって過去約 1 世紀にわたる海岸波浪の来襲特性を明らかにすることができた。これより、海岸の長期変化のみならず、波浪災害の実態を考察する場合の外力特性として、この手法が十分活用できることがわかった。

3. においては、漂砂の動態に基づいて波浪をはじめとする外力によって形成された砂浜海岸を、閉漂砂海岸、擬閉漂砂海岸および開漂砂海岸の 3 つに分類し、それらの形状および底質特性などを調べた。そして、自然海岸において最も安定と考えられる砂浜海岸の形状特性を詳細に調べたあと、そのような安定な海浜の形成過程とその形成条件を実験的に研究した。その結果、海岸地形を岩石・崖および砂浜海岸に分けると、岩石および崖海岸の侵食過程はほぼ同じ傾向を示し、そこには小規模な砂浜海岸を内包するが多いこと、それらは円弧状で比較的安定な海岸であり、海浜の両端に存在するヘッドランドが安定な砂浜海岸を形成する主要因となっていることを見出した。これに対して、大河川の河口部付近に見られるような大規模な砂浜海岸では、河川からの流送土砂の変化による漂砂源の変化や海岸・港湾構造物の築造による海岸土砂収支の不均衡によって著しく変形し、これがわが国の海岸侵食の主要因となっていることを確認した。

上述のように、閉漂砂海岸、擬閉漂砂海岸および開漂砂海岸の 3 つの漂砂海岸に分類した砂浜海岸のうち、とくに安定な海浜と考えられるものについて、それらの平面形状および海浜断面形状を詳細に検討した結果、実際海岸の平面形状には、その規模や地理的条件が相違するにもかかわらず、わが国の海浜と諸外国の海浜には相似性が存在することを明らかにし、その形状を無次元表示することができた。また、安定な海浜では、沿岸漂砂が存在しない場合と存在する場合とがあり、前者を静的に安定な海浜、後者を動的に安定な海浜と定義すると、前者では波の入射角と下手側海浜の傾きがほぼ一致して沿岸漂砂は存在せず、海浜の湧入率は一般に大きい、後者ではその両者は一致せず、沿岸漂砂が存在して、海浜の湧入率が小さいことを明らかにした。

砂浜海岸の断面形状は、3 つに分類したそれぞれの漂砂海岸で次に示す特徴的な傾向を示す。すなわち、ポケットビーチで代表される閉漂砂海岸では、一般に海浜勾配が比較的急で、すり鉢状の海底地形を示し、また断面形状の変化もほとんど見られない。擬閉漂砂海岸では、海浜勾配が比較的急で形状変化の小さな領域と、勾配が比較的緩く沿岸砂州が発達して形状変化の激しい領域の両者から成っている。これらに対して、開漂砂海岸においても、海浜勾配が比較的急な海岸と緩い海岸に分けることができるが、前者では、高波浪が海岸線付近まで砕波することなく来襲するために、断面形状も大きく変化する。また、後者のうち、沿岸砂州が顕著に発達して、その移動によって形状変化が支配される海岸では、断面形状の変化も大きい、沿岸砂州の位置がほぼ固定している海岸では、断面形状の変化が比較的小さくなっている。

ついで、砂浜海岸の底質特性に関して、ポケットビーチで代表される閉漂砂海岸は、一般に海浜の中央部付近から両端へ向う底質特性の沿岸方向分布が存在し、また底質粒径と海浜勾配の関係は、粒径の大小にかかわらず、海浜勾配は急であることを明らかにした。擬閉漂砂海岸は一般に閉漂砂海岸および開漂砂海岸の両者の特性をもつが、沿岸方向に複雑な底質特性の分布を示し、流入河川や各種構造物に

影響されることがわかり、閉漂砂海岸では、通常沿岸漂砂の卓越移動方向に向って、底質特性も変化し、粒径が小さくなるに従ってその淘汰の状態もよくなることを示した。さらに、底質粒径を規格化してその沿岸方向分布を調べた結果、閉漂砂海岸では入射波の波向とヘッドランドを結ぶ線と海浜の下手側汀線のはさむ角との比  $\beta_b/\theta_B$  が1付近であれば、海浜の中央部付近にピークをもつ単峯型、1以下では海浜の両端付近にピークをもつ双峯型および1以上では、入射波の上手側海浜にピークをもつ単峯型の分布形を示すことを明らかにした。これに対して、閉漂砂海岸では、漂砂源あるいは沿岸漂砂の上流端で底質粒径の沿岸方向分布はピークをもち、沿岸漂砂の下手側に向ってその値が減少する傾向があることを確かめた。

さらに、安定海浜の形成過程と形成条件の実験的研究によって、海浜の湾入率が自然海岸の場合と同様に、沿岸漂砂の存在しない静的に安定な海浜の場合に大きく、沿岸漂砂の存在する動的に安定な海浜の場合には、沿岸漂砂量の増大とともに小さくなることを明らかにすることができた。また、安定海浜の形成条件に関しては、まず、海浜の湾入率に入射波の波形勾配や入射角が影響し、またヘッドランドの間隔と沖波波長との比が大きいほど海浜の湾入率が小さくなることがわかったので、具体的にはヘッドランドの設置角を碎波波向に対して約120°程度にすると、海浜の下手側汀線とヘッドランドの接続が滑らかとなり、安定な海浜が形成されることを明らかにした。

4.においては、砂浜海岸の特性から、閉漂砂海岸、擬閉漂砂海岸および開漂砂海岸の3つに分類した海岸について、それぞれに対応する実際海岸をとりあげ、それらの海岸の変遷とその変動の実態を実証的に調べた。

まず、閉漂砂海岸として、漂砂源がほとんど存在しない白良浜、消滅した室積海岸および通常の海岸と相違して来襲波浪のエネルギーが小さいが、1つの漂砂系を形成している萩の浜の3つの海岸をとりあげた。閉漂砂海岸は比較的安定した海岸であるが、白良浜のように海岸地形の変遷はほとんどなく、来襲波浪の波向の季節変化に伴って、海浜両端の汀線が若干変動するものの、海浜全体として長期的に安定している海岸と、萩の浜のように波のエネルギーが小さいために、沿岸漂砂は活発でないが、長期的には砂浜の中央部の汀線がしだいに前進する傾向にある海浜とがある。これらの海岸の安定性を確保する最大の要因は、海浜両端に存在するヘッドランドであり、来襲波浪の遮閉のみならず、沿岸漂砂を規定して、海浜の形成を大きく支配していることを明確にすることができた。

擬閉漂砂海岸に関しては、かつて広域的に1つの漂砂系海岸として比較的安定で、海岸土砂収支の面でもほぼ均衡していた直江津・大潟海岸が、閉漂砂海岸および開漂砂海岸へと性格を変えていった変遷の実態を明らかにすることができた。すなわち、大規模な港湾構造物などの築造によって2つに分断された海岸では、これまで来襲波浪の卓越波向に対して漂砂の上手側にある海岸は、その大防波堤による反射波の発生によって来襲波浪特性が変化したため、沿岸流の流向が全く逆向きとなり、構造物基部付近のみならず、防波堤に沿う海底では侵食が加速され、これらの侵食土砂が海域端のかつて岩石海岸であった領域に堆積して、著しい汀線の前進をもたらしてきた現状を明らかにした。一方、このような構造物の下手側海岸では、漂砂源の消滅に加えて、構造物による回折波の発生などによって来襲波浪特性が変化し、徐々に侵食性海岸となり、その侵食領域はしだいに沿岸部に波及してきていることを示した。

このように、対象とした擬閉漂砂海岸については、人為的な作用によって海岸土砂収支に不均衡を生じ、その変遷に加えて、著しく変動すること、およびその海岸の基本的な特性をも変えてしまっている実態を明らかにすることができた。

開漂砂海岸としては、宿命的に海岸侵食が著しい下新川海岸をとりあげ、歴史的な海岸侵食の実態と最近における侵食の状況およびその要因を究明した結果、次のことを明らかにした。まず、海岸の侵食は来襲波浪特性と海岸地形の特性に起因して、古くから沿岸部の土地を流失せしめ、耕地の欠壊による海没地は増加し、また海岸沿いの家屋がしだいに内陸側へ移転を余儀なくされた事実など、古い時代から住民は海岸災害に脅かされ、生活基盤さえ失ってきた変遷の実態を明らかにした。さらに、近年では、漁港などが沿岸各地に築造され、また海岸保全のため海岸堤防などが数多く築造されてきた。これらの構造物は、多かれ少なかれ沿岸漂砂を阻止すると同時に、高波浪時には反射波の発生を余儀なくしている。このように、1つの漂砂系の寸断によって漂砂の連続性が絶れると、その下手側海岸にある砂浜海岸の狭小化に伴って海岸堤防前面の洗掘をまねき、これらが海岸侵食を著しく助長してきた主要因の1つであることを明らかにすることができた。

以上、本論文では、わが国で顕在化してきている海岸侵食に対処するためには、砂浜海岸のもつ優れた特性を生かすことが有効な方策であり、自然の砂浜海岸を規範とすべきであるという立場から、海岸に作用する外力、漂砂の動態に基づいた砂浜海岸の分類とその特性に加えて、その分類による実際海岸の変遷とその変動の実態を明らかにしたが、改めて自然の砂浜海岸の安定性とその変遷をもたらす人間活動との関係を知ることができた。現在、わが国に残されている数少ない自然の砂浜海岸は、自然の造形としての海浜の保全のみならず、広く自然環境を保全するためにもわが国民の資産として残していく努力を惜んではないと思う。本論文で述べた砂浜海岸の特性を利用し、またその変遷の実態を省みることによって、安定な海浜を造成し、再現することも可能であると思われるので、本研究が長期的展望にたった海岸侵食制御の方法論の確立に寄与するならば、著者の望外の喜びとするものである。

最後に、本研究を遂行するにあたり、全過程にわたって暖かい御指導と御鞭撻を賜った京都大学防災研究所土屋義人教授に深甚なる謝意を表明するとともに、終始懇切な御教示と御鞭撻をいただいた京都大学工学部岩垣雄一教授および自然の海岸に学ぶことを教えていただき、安定海浜について御教示いただいた西オーストラリア大学 R. Silvester 准教授、ならびに、宮崎漁港の調査をはじめ現地海岸の調査について御指導をいただいた鳥取大学工学部野田英明教授に深く感謝する。さらに、御助言と御激励をいただき、また現地調査の推進に御協力して下さった愛媛大学工学部山口正隆教授、京都大学防災研究所河田恵昭助教授および現地調査において熱心に御協力いただいた京都大学防災研究所山下隆男助手をはじめとする海岸災害部門の諸氏、ならびに資料の収集など御協力いただいた各位に深く感謝する。